PeAPA Publicación Electrónica
ASOCIACIÓN PALEONTOLÓGICA ARGENTINA

www.peapaleontologica.org.ar

# Sedimentología del Pleistoceno Tardío–Holoceno en la cuenca media de los ríos Salto-Arrecifes. Correlación regional y modelo estratigráfico para la Pampa Ondulada, Argentina

ADRIANA M. BLASI[1,2]
CAROLA CASTIÑEIRA LATORRE[2,3]
DIEGO BLOCK[1,2]
ENRIQUE FUCKS[4]
LAURA DEL PUERTO[5]

**1.** Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC).
**2.** División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de la Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Buenos Aires, Argentina.
**3.** División Paleontología de Vertebrados, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"-CONICET. Av. Ángel Gallardo 470, C1405DJR Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
**4.** Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Calle 64 n° 3, 1900 La Plata, Buenos Aires, Argentina.
**5.** Centro Universitario Regional Este (CURE), Universidad de la República, Uruguay. Ruta 9 y Ruta 15, 27000 Rocha, Uruguay.

**Recibido:** 9 de enero 2020 - **Aceptado:** 26 de julio 2020 - **Publicado:** 7 de octubre 2020

**Para citar este artículo:** Adriana M. Blasi, Carola Castiñeira Latorre, Diego Block, Enrique Fucks y Laura Del Puerto (2020). Sedimentología del Pleistoceno Tardío–Holoceno en la cuenca media de los ríos Salto-Arrecifes. Correlación regional y modelo estratigráfico para la Pampa Ondulada, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 20 (2): 10–33.

**Link a este artículo:** http://dx.doi.org/10.5710/PEAPA.26.07.2020.312

















ISSN 2469-0228

**Asociación Paleontológica Argentina**
Maipú 645 1° piso, C1006ACG, Buenos Aires
República Argentina
**Tel/Fax** (54-11) 4326-7563
**Web:** www.apaleontologica.org.ar

Pe APA | Publicación Electrónica
ASOCIACIÓN PALEONTOLÓGICA ARGENTINA
Año 2020 - 20(2): 10–33 ARTÍCULO

# SEDIMENTOLOGÍA DEL PLEISTOCENO TARDÍO–HOLOCENO EN LA CUENCA MEDIA DE LOS RÍOS SALTO-ARRECIFES. CORRELACIÓN REGIONAL Y MODELO ESTRATIGRÁFICO PARA LA PAMPA ONDULADA, ARGENTINA

ADRIANA M. BLASI[1,2], CAROLA CASTIÑEIRA LATORRE[2,3], DIEGO BLOCK[1,2], ENRIQUE FUCKS[4] Y LAURA DEL PUERTO[5]

[1]Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC).

[2]División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de la Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Buenos Aires, Argentina. *ablasi@museo.fcnym.unlp.edu.ar*

[3]División Paleontología de Vertebrados, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"-CONICET. Av. Ángel Gallardo 470, C1405DJR Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. *carolacl2004@yahoo.com*

[4]Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Calle 64 n° 3, 1900 La Plata, Buenos Aires, Argentina. *efucks@fcnym.unlp.edu.ar*

[5]Centro Universitario Regional Este (CURE), Universidad de la República, Uruguay. Ruta 9 y Ruta 15, 27000 Rocha, Uruguay. *lau2phy@yahoo.com*

 **CCL:** https://orcid.org/0000-0003-1039-2397; **LDP:** https://orcid.org/0000-0003-2003-9263

**Resumen.** Con la finalidad de contribuir al conocimiento de la evolución paleoambiental y paleoclimática ocurrida desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno Tardío en la Pampa Ondulada, noreste de la provincia de Buenos Aires, se presentan los resultados obtenidos en las investigaciones interdisciplinarias efectuadas en la cuenca hídrica Salto-Arrecifes. Estos resultados, se integran con los publicados por los autores de este trabajo referentes a las características geológicas y paleoecológicas que dominaron desde el Pleistoceno Tardío en la región pampeana. Se acotan temporalmente las sucesiones sedimentarias de 10 localidades de la cuenca Salto-Arrecifes y se asocian a las descriptas para las cuencas de los ríos Luján y Areco. Se definen cuatro unidades depositacionales que caracterizan los procesos sedimentarios ocurridos en los valles actuales de las cuencas media-inferior de estos cursos. Se discriminan las diversas facies sedimentarias presentes en los sectores continentales y en las secciones cercanas a la desembocadura. La sedimentación pleistocena tardía–holocena, ocurrida en la cuenca media de los ríos Salto-Arrecifes, Luján y Areco, muestra la incidencia de los cambios climáticos acaecidos durante el lapso. En tanto, en las facies reconocidas en los tramos cercanos a la desembocadura de ellos, se suma la incidencia de los cambios eustáticos producidos durante el interglacial actual. La exposición en las barrancas de depósitos que poseen las mayores edades registradas y que ocurre en forma saltuaria a lo largo del valle actual, podría indicar que la neotectónica ha sido otro factor extrínseco actuante en las cuencas en algún momento del Holoceno Tardío.

**Palabras clave.** Pleistoceno–Holoceno. Estratigrafía. Cuencas fluviales. Pampa ondulada. Paleoecología.

**Abstract.** LATE PLEISTOCENE–HOLOCENE SEDIMENTOLOGY OF THE MIDDLE SALTO-ARRECIFES FLUVIAL BASIN. REGIONAL CORRELATION AND STRATIGRAPHICAL MODEL FOR THE PAMPA ONDULADA, ARGENTINA. In order to contribute to the knowledge of the paleoenvironmental and paleoclimate evolution that occurred from the Late Pleistocene to the Late Holocene in the Pampa Ondulada, northeast of the Province of Buenos Aires, the results obtained by interdisciplinary research carried out in the Salto-Arrecifes fluvial basin are presented. These results were integrated and correlated with those published by some authors of this work referring to the geological and paleoecological characteristics that dominated the valleys of this sector of the Argentina Pampas region since the Late Pleistocene. The age of the sedimentary successions was obtained by radiocarbonic dates in 10 locations of the Salto-Arrecifes fluvial basin. Regional correlations with the units described for the Luján and Areco river basins were carried out. Those characterize the sedimentary processes that occur in the current valleys, of the lower-middle basins of these courses. The various sedimentary facies present in the continental sectors and in the sections closest to the river's mouth are discriminated. The Late Pleistocene–Holocene sedimentation, which occurred in the middle Salto-Arrecifes, Luján and Areco basin, shows the incidence of climatic changes during the period. As for the facies recognized in the sections near the river's mouth of the courses, the incidence of eustatic changes produced during the current interglacial were added. Exposure in the ravine of deposits that have the oldest recorded ages and that occurs only in some stretches along the current valley could indicate that neotectonics has been another extrinsic factor acting in the basins at some point in the Late Holocene.

**Key words.** Pleistocene–Holocene. Stratigraphy. Fluvial basins. Undulate Pampa. Paleoecology.

Geomorfológicamente, el área del noreste (NE) de la provincia de Buenos Aires corresponde a la subregión de la Pampa denominada Pampa Ondulada (*e.g.*, Daus, 1946; Pasotti y Castellanos, 1967) y se inscribe en la denominada Pampa Levantada (Pasotti, 1971). En esta región, se destacan por su extensión areal e importancia tres cuencas fluviales representadas por los ríos Luján, Areco y Salto-Arrecifes (Fig. 1.1). Los cursos troncales de estos ríos corren encajonados entre barrancas de edad Pleistoceno–Holoceno y drenan con vertiente al río Paraná de las Palmas. Los sedimentos de las barrancas y su contenido biológico, dan cuenta de la evolución paleoambiental y paleoclimática ocurrida durante dicho lapso en esta extensa área.

Durante más de un siglo, las investigaciones geológicas en la región NE de la provincia de Buenos Aires, se centraron en la cuenca del río Luján y fueron realizadas por diversos autores, entre ellos, Ameghino (1880–1881, 1889), Rovereto (1914), Frenguelli (1921, 1936, 1937, 1945), Dangavs y Blasi (1995a, 1995b) y más recientemente por Prieto *et al.* (2004), Fucks (2005), Blasi *et al.* (2009a, 2009b, 2010, 2016) y Toledo (2011). Los depósitos expuestos en las barrancas del río Luján, han constituido desde el siglo XIX el área tipo para los estudios de registros geológicos y paleontológicos del Cuaternario pampeano. Para la cuenca del río Areco, se cuenta con el trabajo de Fucks *et al.* (2011), en tanto, particularmente para la cuenca Salto-Arrecifes, son antecedentes los trabajos de Blasi *et al.* (2010, 2016) y Toledo (2011).

A fines del siglo XIX y principios del XX, las unidades estratigráficas reconocidas en la cuenca del río Luján fueron nombradas utilizando un gran número de nomenclaturas formales (geocronológicas y cronoestratigráficas) e informales, estas últimas utilizando como carácter diagnóstico el color de los depósitos sedimentarios. Asimismo, fue habitual la utilización de sinonimias para realizar correlaciones regionales con otras unidades aflorantes en la provincia de Buenos Aires y conformaciones geológicas del norte de Uruguay y sur de Brasil (Castiñeira *et al.*, 2011). Esto, generó un gran caos nomenclatural, que impidió una correcta correlación entre unidades estratigráficas, principalmente del Pleistoceno Tardío, aspecto que fue señalado en Blasi *et al.* (2009a). En ese trabajo, los autores desarrollaron un extenso análisis de la situación y, a efectos de aportar a la solución de la problemática, propusieron la utilización de unidades depositacionales (UD) separadas por discontinuidades, para describir e interpretar la evolución geológica y paleoecológica del NE de la provincia de Buenos Aires (ver también Blasi *et al.*, 2010). Las discontinuidades refieren a la existencia de una separación temporal entre dos registros concordantes, ya sea ocasionada por el desarrollo de un suelo durante una época de biostasia (estabilidad geomorfológica) o hiatos que representan eventos erosivos.

Más recientemente, las unidades estratigráficas continentales propuestas para la cuenca del río Luján fueron asociadas por Blasi *et al.* (2016) con los estadios isotópicos marinos (MIS). La asociación a los MIS fue sustentada con dataciones numéricas de los depósitos, análisis e identificación de sus contenidos macro y micro paleobiológicos, aportando así un cúmulo mayor de datos para dar solución a los problemas de nomenclatura y de forzadas correlaciones regionales, anteriormente mencionadas.

En este trabajo se presentan y discuten los resultados obtenidos de la caracterización de las unidades depositacionales expuestas a lo largo del sector medio-inferior de la cuenca fluvial Salto-Arrecifes (Fig. 1.2). Se establece una sucesión sedimentaria con las facies halladas tanto en tramos continentales, como en los paleoestuaricos, para la Pampa Ondulada, dando continuidad a lo propuesto en Blasi *et al.* (2009a, 2009b) y tomado los aportes realizados en las cuencas de los ríos Luján (Prieto *et al.*, 2004; Blasi *et al.*, 2010, 2016) y Areco (Fucks *et al.*, 2011) para realizar la correlación entre las unidades depositacionales. La elección de estos antecedentes responde a la uniformidad de enfoque y criterios metodológicos para la descripción y valoración de resultados, los que se replican en el presente trabajo. El modelo generado permite aportar un mayor cúmulo de información cronológica, sedimentológica y bioestatigráfica para comprender la evolución de los escenarios paleoambientales y paleoclimáticos desde el MIS 4 al MIS 1 en la región NE de la provincia de Buenos Aires.

## MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del río Salto-Arrecifes se ubica en el NE de la provincia de Buenos Aires y se extiende en gran parte por la provincia de Buenos Aires y una pequeña porción en la provincia de Santa Fe (Argentina), con un área aproximada de

44.000 km$^2$ (Fig. 1.1). La cuenca hidrológica posee un área de influencia que abarca parcial a totalmente el territorio de 11 municipios de la provincia de Buenos Aires (San Pedro, Baradero, Bartolomé Mitre, Capitán Sarmiento, Pergamino, Salto, Chacabuco, Colón, General Arenales, Junín y Rojas). Además, ocupa parte de los departamentos de Constitución y General López, en la provincia de Santa Fe. La cuenca bajo estudio está integrada por una sub-cuenca sur, conformada

**Figura 1.1,** Mapa de ubicación de las cuencas fluviales de la Pampa Ondulada Salto-Arrecifes (A) Cuenca del río Arrecifes, (B) Cuenca del río Areco, (C) cuenca del río Luján. En verde: área Pampa Ondulada. **2,** Sectores (líneas blancas) y estaciones (números) donde se ubican las columnas sedimentarias levantadas y estudiadas en la cuenca Salto-Arrecifes.

por los ríos Rojas-Salto y por un gran número de tributarios (arroyo Dulce, arroyo del Sauce, entre otros) y una norte, que corresponde al arroyo Pergamino y tributarios menores. A partir de la confluencia de estos cauces, se desarrolla el río Arrecifes, el cual escurre a lo largo de unos 80 km con vertiente al río Paraná de las Palmas. En su recorrido hacia la desembocadura, recibe aportes de arroyos menores y los del curso del Arroyo Burgos. En su sector terminal, un poco antes de desaguar en el río Baradero, unos de sus brazos distributarios, se une al curso del arroyo El Tala el que se ubica fuera de la cuenca hídrica Salto-Arrecifes. Tanto el arroyo Pergamino como los ríos Salto y Arrecifes, escurren encajonados en gran parte de su recorrido entre barrancas de importante desarrollo vertical (5–6 m). Es frecuente la aparición de rápidos y saltos de agua en el río Salto antes de llegar a la confluencia con el Pergamino, como también, en el río Arrecifes, en el tramo inmediato aguas abajo de dicha confluencia. La región se caracteriza por presentar suaves ondulaciones debido a la presencia de lomas recortadas por arroyos y cañadas, alineadas en sentido SO-NE. Este relieve ondulado fue referido como producto de erosión fluvial y de movimientos diferenciales de bloques tectónicos menores, asociados a geofracturas mayores, vinculadas con el basamento cristalino (Pasotti, 1971, 1973, 2000).

## MATERIALES Y MÉTODOS

Los registros sedimentarios expuestos en las barrancas fueron muestreados en distintos sectores a lo largo del recorrido de las márgenes fluviales. En 11 estaciones geográficas se levantaron columnas sedimentológicas. Las estaciones de relevamiento y muestro fueron seleccionadas sobre la base de criterios de accesibilidad, resolución estratigráfica y distancia entre ellas (Fig. 1.2; Tab. 1).

Los análisis y valoración de los resultados son expuestos en este trabajo, discriminados por su ubicación en la cuenca en dos sectores. Un sector interior, denominado sector TA, a partir de cota 15 msnma (metros sobre el nivel marino ac-

**TABLA 1 – Localización georeferenciada de las estaciones de muestreo y nomenclaturas asignadas**

| Columna sedimentológica | Nombre de estación (rótulo) | Ubicación |
|---|---|---|
| **SECTOR TA** | | |
| 1 | Molino Quemado (MQ) | 34° 17′ 49,1′′ S / 60° 17′ 24,2′′ O |
| 2 | Barranca Salto (BS) | 34° 08′14,3′′ S / 60° 11′ 16,9′′ O |
| 3 | Pergamino (PR) | 34° 02′ 46′′ S / 60° 11′4′′ O |
| 4 | Ao. Cañete (CÑ) | 34° 03′ 43,6′′ S / 60° 08′ 23,8′′ O |
| 5 | Demb. Ao Cañete-Arrecifes (DACÑ) | 34° 03′ 44,9′′ S / 60° 08′ 20,1′′ O |
| 6 | Arrecife y Ruta 51 (AR) | 34° 04′ 56,1′′ S / 60° 05′ 39,8′′ O |
| 7 | La Luisa (LU) | 34° 05′ 12,5′′ S / 60° 00′ 26′′ O |
| 8 (a) | Eloisa I (ELa) | 34° 4′ 40,3′′ S / 59° 53′ 49,42′′ O |
| 8 (b) | Eloisa II (ELb) | 34° 04′ 35,8′′ S / 59°53′ 44,5′′ O |
| **SECTOR TB** | | |
| 9 | Romano (R) | 34° 01′0′′ S / 59° 47′54′′ O |
| 10 | Elisa I (AE) | 34°00′ 44,3′′ S / 59° 46′ 34,7′′ O |
| 11 | Portela (PO) | 33° 56′ 59,6′′ S / 59° 42′ 46,4′′ O |

tual) y un sector más cercano a la desembocadura denominado Sector TB (Fig. 1.2; Tab. 1).

Las unidades depositacionales expuestas en las barrancas de las diferentes localidades estudiadas fueron diferenciadas en función de las características colorimétricas (Munsell Color Chart), litológicas, expresión morfológica y contenido biológico. De cada unidad reconocida, se extrajeron muestras para análisis sedimentológicos. Algunas unidades también fueron seleccionadas para análisis de su contenido paleobiológico (*e.g.*, fitolitos, diatomeas) y paleomalacológico y obtener edades radiocarbónicas ($^{14}$C años AP estándar).

Los análisis granulométricos se realizaron según metodologías estándares (Carver, 1971) previa eliminación de materia orgánica y carbonatos. Para la clasificación granulométrica se emplearon los diagramas ternarios de Folk (1954). El análisis mineralógico por microscopía de polarización se llevó a cabo para la fracción arena muy fina (0,125–0,062 mm) montada en preparados a grano suelto con líquido de inmersión.

Los análisis paleobiológicos consistieron en la identificación, en un lote de muestras, del contenido biosilíceo y del contenido malacológico. Para el análisis cualitativo y cuantitativo de la presencia de silicofitolitos, valvas de diatomeas, cistos de crisófitas y espículas de esponjas, se procedió según protocolo detallado en Blasi *et al.* (2010).

A partir de las abundancias relativas de las células cortas pooides, panicoides y chloridoides, que caracterizan el contenido de los morfotipos fitolíticos en el lote de muestras seleccionadas, se estimaron los índices de temperatura (IT) y humedad (IH) según ecuación de Twiss (1992), ajustada para la región por del Puerto (2011). Ambos índices, permiten evaluar las condiciones paleoclimáticas que habrían dominado durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno en las localidades estudiadas. Altos valores de IT se correlacionan con el dominio de condiciones climáticas frías, en tanto, valores bajos, lo hacen con el domino de temperaturas más cálidas. Por su parte, un valor alto del índice IH, se correlaciona con condiciones de déficit hídrico. En tanto valores bajos, con una marcada estacionalidad en las precipitaciones y/o el dominio de condiciones húmedas (del Puerto *et al.*, 2006, 2011; del Puerto, 2011; Colobig *et al.*, 2016).

La identificación de la malacofauna en las muestras, siguió los criterios adoptados en Blasi *et al.* (2010) y bibliografía allí citada. Finalmente, las edades radiocarbónicas obtenidas en el marco de esta investigación, fueron realizadas en el Laboratorio de Radiocarbono (LATYR)-Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Las edades se expresan en años radiocabónicos y fueron calibradas utilizando Calib 7.0.4 (Hogg *et al.*, 2013). Para discutir la cronología de las unidades depositacionales reconocidas, las edades recientemente obtenidas, se asocian al set de cronologías obtenidas por los autores, en los trabajos antecedentes desarrollados en la región (Prieto *et al.*, 2004; Blasi *et al.*, 2010; Fucks *et al.*, 2011).

**Abreviaturas utilizadas en el texto. AE,** Elisa; **AR,** Arrecifes; **BS,** Barranca de Salto; **CÑ,** arroyo Cañete; **DACÑ,** Desembocadura del arroyo Cañete en el río Arrecifes; **ELa,** Eloisa a; **ELb,** Eloisa b; **LU,** La Luisa; **MQ,** Molino Quemado; **PO,** Portela; **PR,** Pergamino; **R,** Romano (Tab. 1).

## RESULTADOS

### Sustrato "Pampeano" regional

Con el término "pampeano" hemos hecho referencia a las sedimentitas que conforman el sustrato del valle y de los interfluvios a escala regional. Estos depósitos corresponden a arenitas limosas y limolitas arenosas muy compactados y de tonalidades castaño oscura a castaño rojizo claro (5 YR 4/4; 7,5 YR 3/2, 5YR 6/3), que suelen contener carbonato de calcio en concreciones. La exposición de estos depósitos varía en las diferentes secciones del curso, siendo en general, no mayor a los 30–40 cm de espesor. Si bien fue reconocido en todas las secciones en condiciones de nivel hidrológico bajo, en los perfiles ELa, ELb y PO (Figs. 2 y 3), ubicados en el sector TA y TB (Fig. 1.2; Tab. 1), fueron la excepción. En tanto que la estación R (Fig. 3), está constituida casi exclusivamente por estos materiales. En dos de las secciones relevadas (AR y R) se observó el desarrollo de un paleosuelo en el techo de estos depósitos (Figs. 2 y 3).

Sobre el sustrato pampeano y de base a techo se reconocieron cuatro unidades depositacionales. Las características litológicas de cada unidad depositacional, su contenido biológico y edad, se describen a continuación.

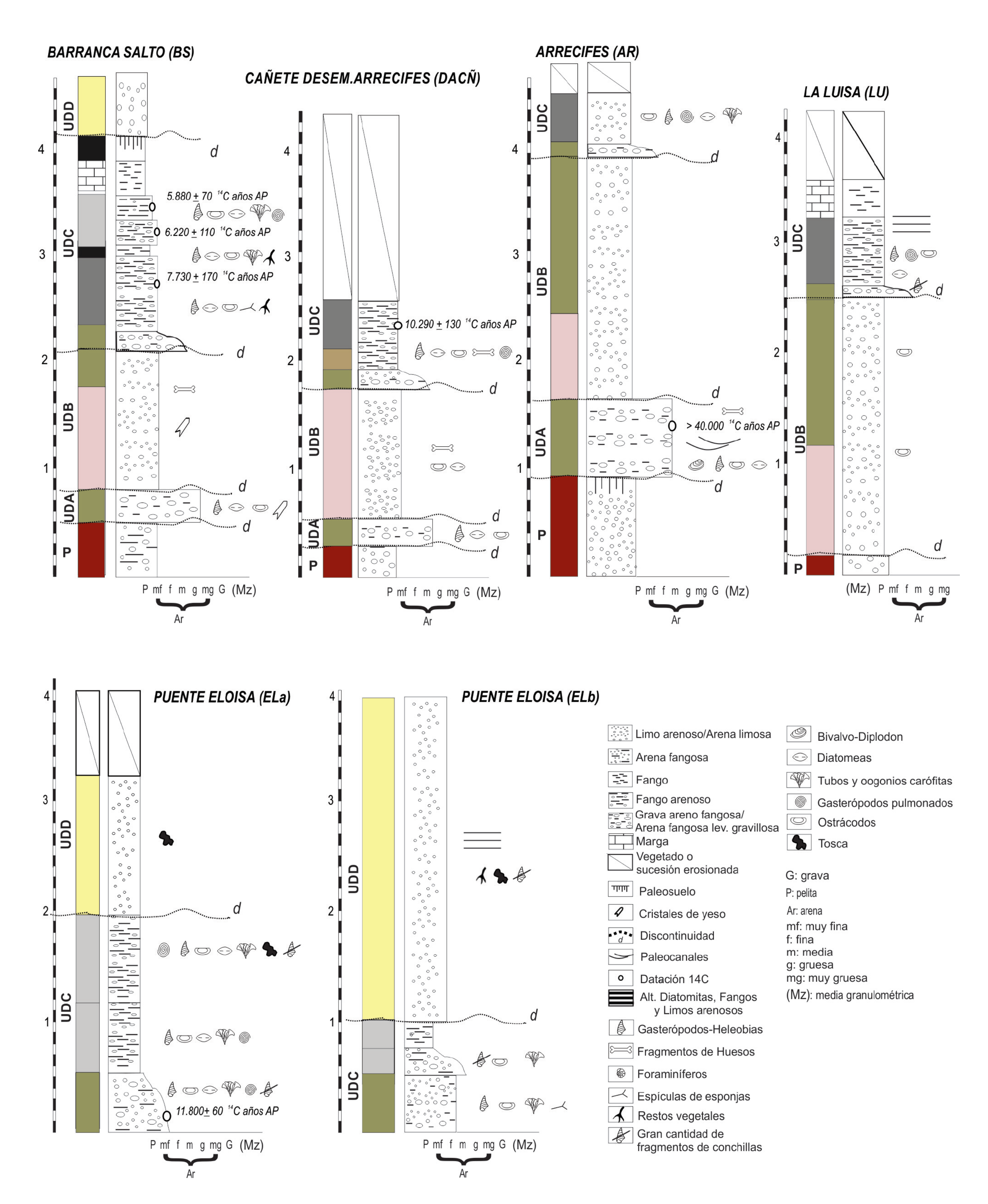



**Figura 2.** Columnas sedimentológicas de las barrancas del Sector TA de la Cuenca Salto-Arrecifes.

### Unidad Depositacional A (UDA)

**Facies de diamictos.** En el sector TA del valle y sobre los depósitos del "pampeano", yacen en discordancia erosiva a paraconcordante los depósitos de la UDA que solo se han identificado en la sección basal de las barrancas de las estaciones BS y AR (Fig. 2). La UDA, no está presente en el sector TB de la cuenca. Se presenta en estratos tabulares a lentiformes masivos de espesores variables entre 0,30 y 1 m, cabe destacar que la mayor potencia se reconoció en la estación AR. Litológicamente se compone de gravas areno-fangosas, arenas fango gravillosas y fangos gravillosos de colores oliva (5Y 5/3) a oliva claro (5Y 7/4). La fracción gravosa está conformada por intraclastos pelíticos, bioclastos (fragmentos óseos rodados de vertebrados y fragmentos de malacofauna) y clastos de carbonato de calcio redondeados a subredondeados de tamaño mayores de 2 mm. La fracción psamítica, presenta clastos líticos pelíticos, bioclastos y granos silicoclásticos. Entre estos últimos, predominan el cuarzo por sobre los feldespatos (en su mayoría plagioclasas) y son escasas las trizas vítreas. Es abundante la presencia de bioclastos caracterizados por restos de moluscos enteros y fragmentados y fragmentos óseos indiferenciables. Se identificaron dos especies de moluscos extintos: el gasterópodo *Heleobia ameghini* (Doering, 1884) y el bivalvo

**Figura 3.** Columnas sedimentológicas de las barrancas del Sector TB de la Cuenca Salto-Arrecifes.

*Diplodon lujanensis* Ihering, 1907—al respecto Blasi *et al.* (2010) y De Francesco y Blasi (2012). Como ostrácodo dominante se reconoció la presencia de *Cyprideis salebrosa hartmanni* Ramírez, 1967, acompañado en menor medida, por especies del género *Limnocythere* Brady, 1868 (Ramón-Mercau *et al.*, 2014) e *Ilyocypris* Brady y Norman, 1889 (Laprida, 2006) (Fig. 4).

La asociación biosilícea de la UDA se caracterizó en las muestras de la estación BS (Fig. 5). En las muestras procedentes de esta estación, la presencia de fitolitos es dominante (alcanza el 99 % de la sílice biogénica), siendo escaso el contenido diatomológico. En este último, se identificó la presencia de la especie planctónica polihalobia *Cyclotella meneghiniana* Kützing, 1844. Los índices de temperatura y humedad calculados en la muestra BS2 (Fig. 5) fueron de 70 y 38 respectivamente.

En los depósitos de la estación AR (Fig. 2) se registró la presencia de restos fósiles asignables a *Megatherium* Cuvier, 1796 (S. F. Vizcaíno, com. pers.). Para los depósitos de esta unidad, se obtuvo una edad radiocarbónica (LP 2.985 en Tab. 2) obtenida a partir de valvas de *Diplodon lujanensis*. La actividad medida en la muestra datada no se diferencia estadísticamente de la actividad determinada para el fondo de medición, por lo que, la edad informada superó el límite de detección (*ca.* 40.000 años AP) del método radiométrico $^{14}C$ convencional.

## Unidad Depositacional B (UDB)

**Facies de limos y limos arenosos vitroclásticos.** La UDB suprayace a los depósitos de la UDA, entre ambas, se observa una discontinuidad litológica y desarrollo de un calcrete de escasos centímetros de potencia en la estación AR. Esta UD se ha identificado en 7 de las estaciones analizadas: BS, DACÑ, AR, LU, MQ, PR y CÑ (Figs. 2 y 6). Está constituida por facies de limos y limos arenosos vitroclásticos, que se presenta en estratos tabulares masivos de espesores variables, entre 0,50 a 2 m aproximadamente. Si bien en esta unidad no se observan cambios granulométricos de base a techo,

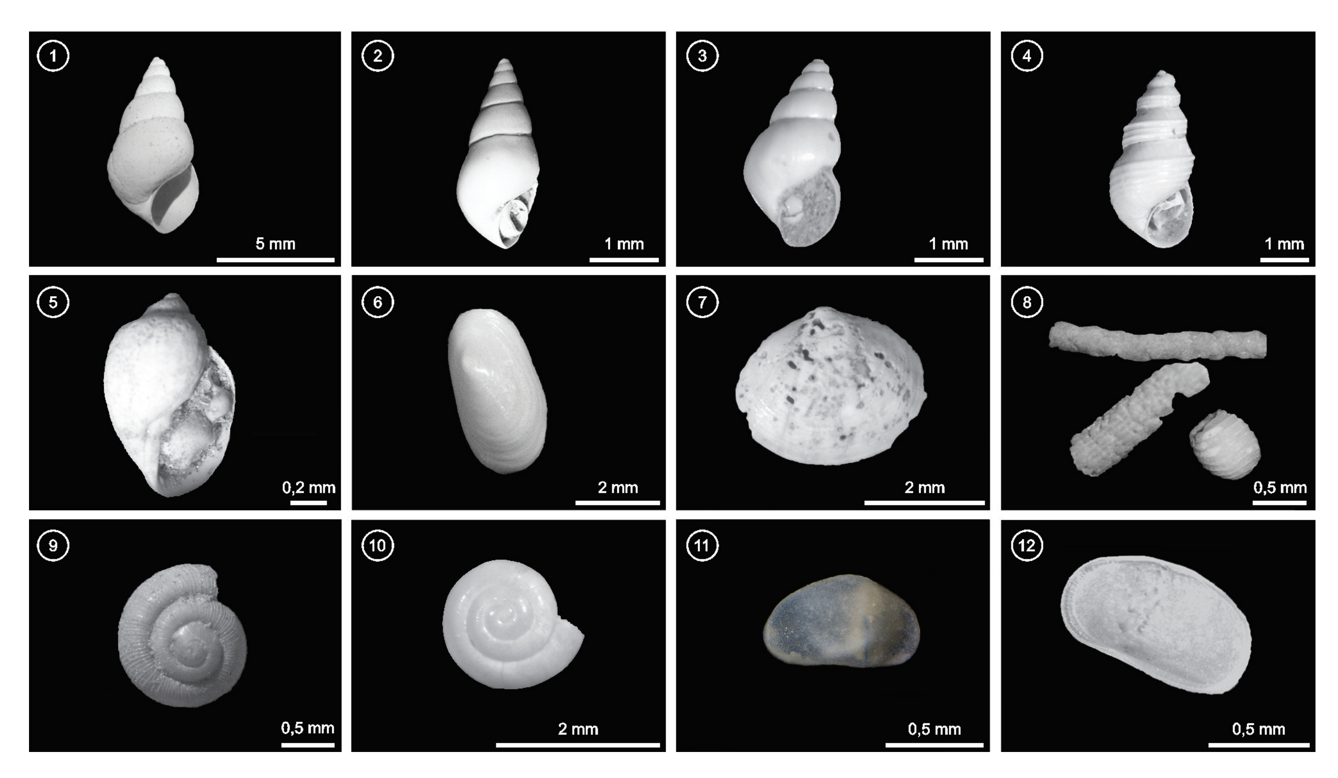



**Figura 4.** Contenido microfosilífero de los diferentes depósitos analizados. **1,** ***Heleobia ameghini*** (Doering, 1884); **2,** ***Heleobia australis*** (d'Orbigny, 1835); **3,** ***Heleobia parchappii*** (d'Orbigny, 1835); **4,** ***Heleobia*** cf. ***scotti*** (Pilsbry, 1911); **5,** ***Chilina*** sp.; **6,** ***Uncancylus concentricus*** (d'Orbigny, 1835); **7,** sin determinar; **8,** Girogonite y talos calcificados de carófitas; **9,** ***Retidiscus reticulatus*** (Fonseca y Thomé, 1995); **10,** ***Miradiscops brasiliensis*** (Thiele, 1927); **11,** ***Cypridopsis vidua*** (Müller, 1776) valva derecha; **12,** valva derecha juvenil de ***Cyprideis salebrosa hartmanni*** (Ramírez, 1967).

**Figura 5.** Distribución vertical de las abundancias relativas de los principales grupos taxonómicos de sílice biogénica identificada para la estación BS. Condiciones climáticas inferidas a partir de los índices de temperatura (IT) y de humedad (IH) calculados. Para la asociación: valores de IT e IH-condición climática, se toma de referencia los valores actuales calculados por del Puerto (2011) para la representación fitolítica en parcelas excluidas de pastoreo doméstico en el noroeste de Uruguay y sudeste de Buenos Aires.

se produce un cambio en la coloración a veces neto y otras graduales, y diferencias cuantitativas en el contenido microfosilíferos, por lo que la hemos separado en dos secciones: inferior y superior. La sección inferior se caracteriza por sedimentos de coloración castaño rojizo (5YR 5/4), rojizo pálido (2,5 YR 6/2) a rosado (5YR 4/3); en tanto, la sección superior se caracteriza por sedimentos de color verde oliva (5 Y5/4).

La sección inferior de UDB apoya sobre UDA en las estaciones BS y AR y directamente sobre sedimentitas del

**TABLA 2 – Edades radiométricas e IRSL para las secciones continentales**

| Cuenca | Proced. | Facies/ Pedofacies | Edad $^{14}$CIRSL(*) | Cod. Lab. | Cal[1σ]Cal[2σ] años BP | Material datado | Referencia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Salto-Arrecifes | UDC | Ar. Fan. y Fang. Ar. Calcáreos | 5.880±70 | LP2717 | [6555:6737][6453:6840] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | | | 6.620±110 | LP2715 | [7336:7580][7272:7653] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | | Fango carbonosos | 5.690±90 | LP2687 | [6311:6527][6287:6645] | Materia orgánica | En este trabajo |
| | | | 7.150±60 | LP2581 | [7863:7997][7790:8038] | Materia orgánica | En este trabajo |
| | | | 7.660±100 | LP2702 | [8348:8538][8200:8594] | Materia orgánica | En este trabajo |
| | | Lim. Ar. y Fang. Ar. Bioclasticos | 7.730±170 | LP2725 | [8318:8717][8181:8986] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | | | 10.290±130 | LP2781 | [11717:12386][11397:12507] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | | Diamicto basal | 11.060±80 | LP2860 | [12787:12983][12730:13050] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | | | 11.800±80 | LP2785 | [13479:13707][13441:13754] | *Heleobia* sp. | En este trabajo |
| | UDA | Diamicto con moluscos extintos | > 40.000 | LP2985 | s/c | *Diplodon lujanesis* | En este trabajo |
| Areco | Sección SA | SA-F | 1.940±80 | LP 2011 | [1737:1925][1611:2016] | Materia orgánica | Fucks *et al.*, 2011 |
| | Sección SA | SA-D | 7.000±240 | LP1922 | [7582:8003][7421:8311] | Materia orgánica | Fucks *et al.*, 2011 |
| Luján | Holoceno | Paleosuelo | 2.950±60 | Beta127752 | [2959:3156][2868:3222] | Materia orgánica | Prieto *et al.*, 2004 |
| | | | 3.560±60 | Beta118013 | [3702:3869][3637:3971] | Materia orgánica | |
| | | Marga | 6.730±50 | Beta-127751 | [7507:7605][7466:7657] | *Heleobia parchappii* | |
| | | Lim. Ar. y Fang. Ar. Lacustres | 10.420±50 | Beta18463 | [12072:12400][12022:12422] | *Heleobia parchappii* | |
| | | | 10.620±50 | Beta20516 | [12441:12472][12431:12658] | *Heleobia parchappii* | |
| | | | 11.060±60 | Beta18462 | [12797:12974][12734:13033] | *Heleobia parchappii* | |
| | | | 11.160±90 | Beta18461 | [12867:13073][12753:13129] | *Heleobia parchappii* | |
| | UD3 | Facies F4 | (*)32.500±4.700 | UNL-1926 | s/c | Feldespato | Blasi *et al.*, 2010 |
| | UD2 | Facies F3 | 37.710±840 | Beta2117826 | [41376:42605][40469:43149] | *Cyprideis salebrosa hartmanni* | |
| | | | > 40.000 | LP-1733 | s/c | *Heleobia ameghini* | |
| | | | (*) 44.000±6.500 | UNL-1928 | s/c | Feldespato | |

"pampeano" en las estaciones: MQ, DACÑ y LU (Figs. 2 y 6; Tab. 1). En las estaciones PR y CÑ la sección superior de UDB apoya sobre el "pampeano" (Fig. 6). Por su parte esta sección superior, es cubierta por los depósitos ocurridos durante la transición Pleistoceno Tardío–Holoceno. Un caso particular lo constituye la sucesión aflorante en las barrancas del arroyo Cañete, estación DACÑ (Fig. 2), próximo a su desembocadura en el río Arrecifes, donde no se observa la sección superior de UDB.

En el techo de la sección superior, se reconocieron bioturbaciones por raíces y concentración de óxidos de Fe en las oquedades, lo que incide en algunos sectores, a tornar rojiza la coloración de los sedimentos. Composicionalmente se reconoció el predominio de trizas vítreas, con cierto grado de alteración. Cuarzo con pátinas de Fe y feldespatos calco-sódicos que dominan sobre los potásicos. Son abundantes entre los vitroclastos los de tonalidades castañas. El contenido microfosilífero se caracterizó por una

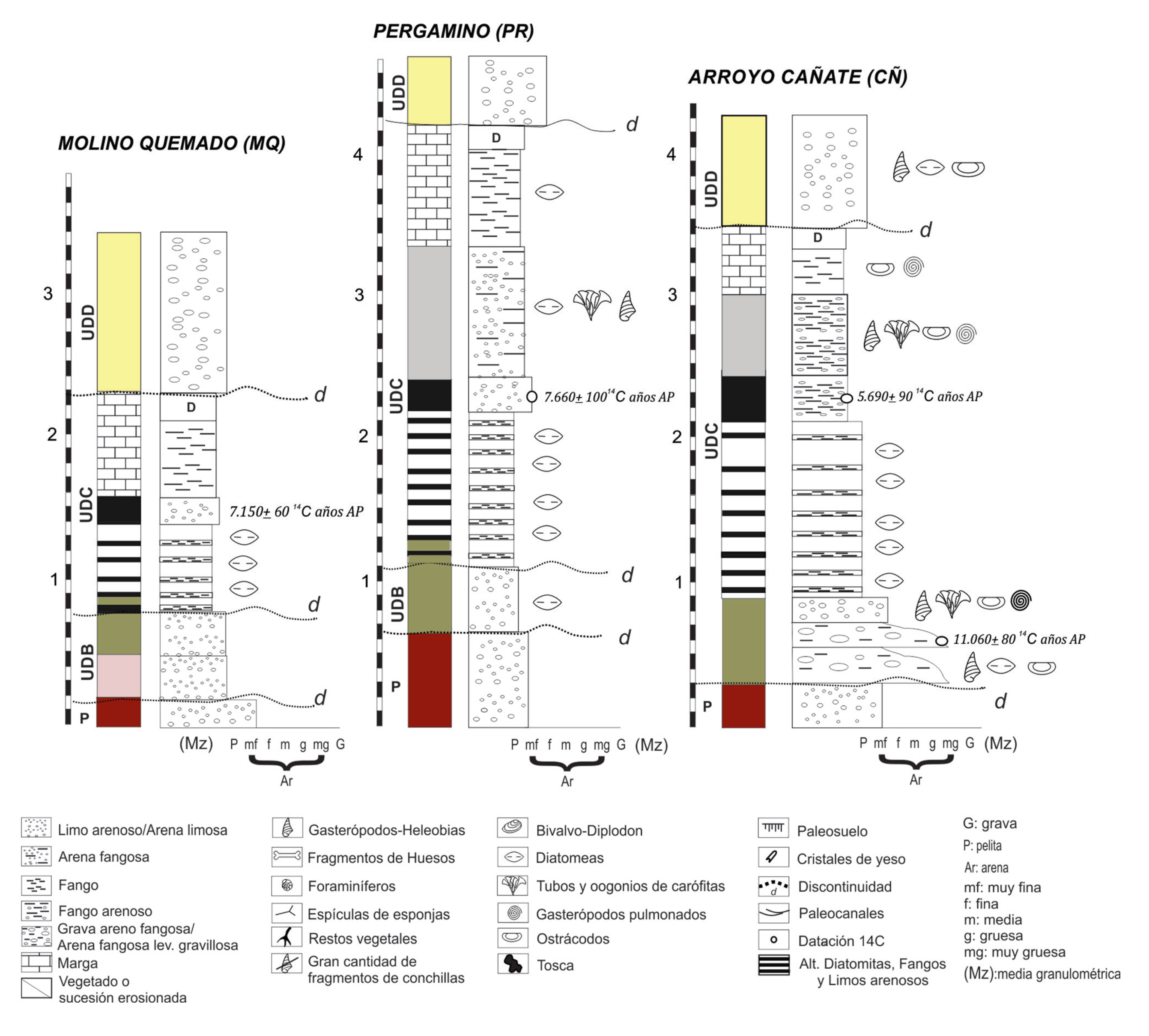



**Figura 6.** Columnas sedimentológicas correspondientes a los cursos troncales más cercanos a cabeceras del sector TA.

escasa presencia de ostrácodos en la sección inferior, estando casi ausentes en la superior. La asociación biosilícea fue caracterizada para esta unidad en las estaciones BS (BS 3 y BS 4; Fig. 5) y PR (PR 2; Fig. 7). En las muestras de estas estaciones, es dominante la presencia de silicofitolitos y escaso a nulo contenido diatomológico. El índice de temperatura para las muestras de BS fue de 70 / 65 y en PR de 58. En tanto que el de humedad, fue de 38 / 36 para BS y 34 para PR (Figs. 5 y 7). Hasta el momento, la UDB no ha podido ser datada.

## Unidad Depositacional C (UDC)

La UDC, fue identificada en todas las secciones analizadas a lo largo de la cuenca, tanto en el Sector TA como en el sector TB (Fig. 1.2; Tab. 1). Está constituida por varias facies sedimentarias y con pasajes laterales entre ambos sectores, por tal motivo, son descriptas separadamente.

## UDC en sector TA de la cuenca

**Facies de diamicto basal.** Fue reconocida en las estaciones BS, CÑ, DACÑ, AR, LU y EL a y b (Tab. 1; Figs. 2 y 6). Se inicia

con un delgado depósito diamictítico representado litológicamente por gravas areno fangosas a arenas fangosas levemente gravillosas, que presentan una tonalidad verdosa (5Y 5/3). Está integrada principalmente en su fracción psefítica por rodados de tosca, de clastos líticos sedimentarios (intraclastos) y restos malacológicos fragmentados. Las fracciones arenosas, se caracterizan por la presencia de cuarzo, vidrio volcánico, feldespatos y minerales pesados de procedencia volcaniclástica. También, caparazones de ostrácodos juveniles y adultos, conchillas de moluscos y talos y girogonites de carófitas. Esta porción basal de la UDC, fue datada a partir de valvas de bivalvos muestreadas en la estación CÑ, obteniendo una edad de 11.060±80 $^{14}$C años AP (LP2860) y en la estación ELa de 11.800±60 $^{14}$C años AP (LP2785) (Fig. 2; Tab. 2).

Para esta facies, en la estación BS (BS 5; Fig. 5), la asociación biosilícea se caracteriza por el dominio de fitolitos (90 %), seguido por un 10 % de frústulos de diatomeas. El IT para las muestras fue de 62 y el IH de 44 (Fig. 5).

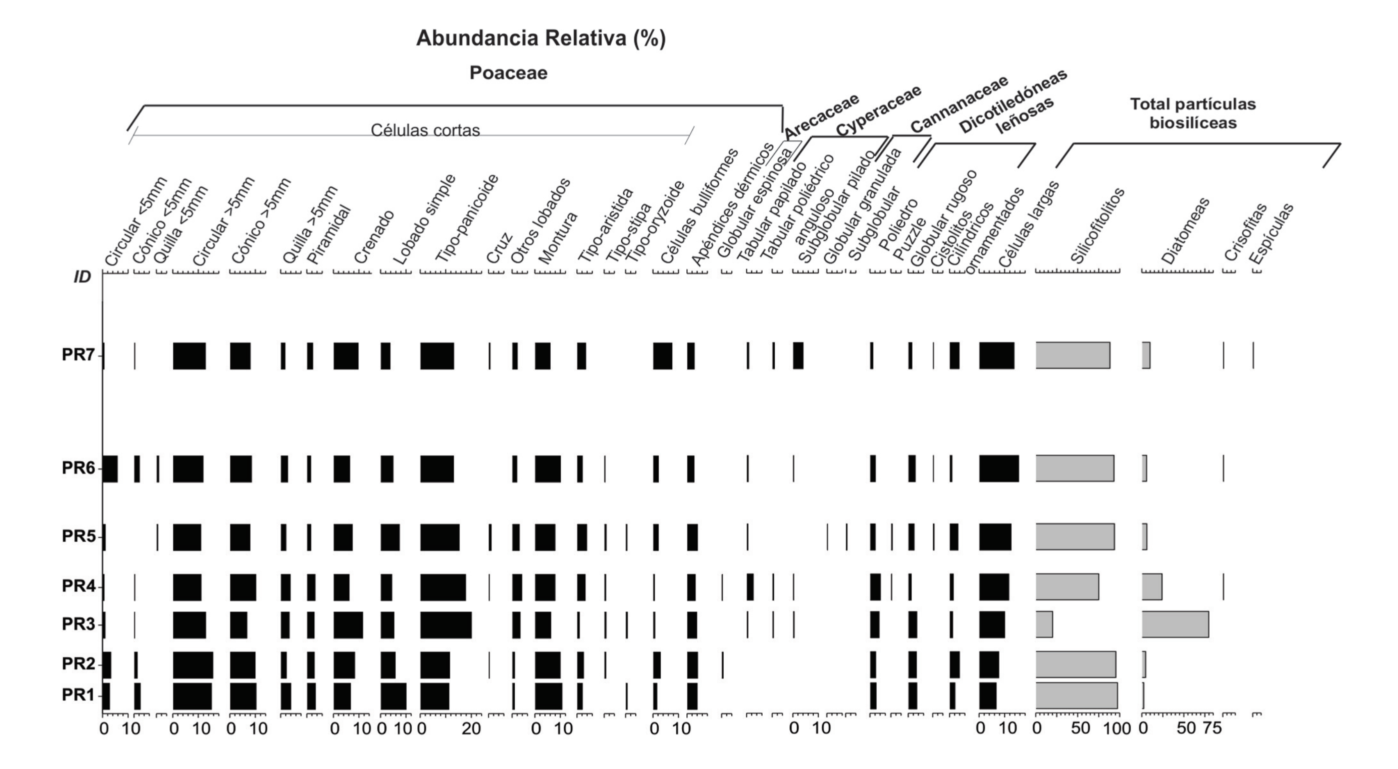
**Facies de limos arenosos y fangos arenosos bioclásticos.** Sobre la facies anterior se depositan limos arenosos, arenas limosas o fangos arenosos bioclásticos de tonalidades que van del castaño grisáceo oscuro (10YR 4/2) a gris muy oscuro (10YR 3/2). La composición mineralógica sigue mostrando abundancia de trizas vítreas, seguidas por clastos de cuarzo y feldespatos. El contenido microfosilífero, se caracteriza por ser muy abundante (*ooze*). Entre la malacofauna, se destaca la presencia de los gasterópodos *Heleobia parchappi* (d'Orbigny, 1835), *Heleobia* cf. *scotti* (Pilsbry, 1911), (C. De Francesco, com. pers.); *Pomacea canaliculata* (Lamarck, 1828) y de bivalvos entre ellos *Uncancylus concentricus* (d'Orbigny, 1835) (Fig. 4). Aparecen también, abundantes girogonites y talos calcificados de carófitas y frústulos de diatomeas. Como ostrácodos más abundantes (juveniles y adultos), se reconoce a la especie *Cyprideis salebrosa hartmanni* Ramírez, 1967 y en menor proporción a *Cypridopsis vidua* (Müller, 1776), *Cypridopsis intermedia* (Sars, 1924) e *Ilyocypris gibba* Ramdohr, 1808 (Castro, 2018) (Fig. 5). Son frecuentes las escamas de peces. Los depósitos fueron datados en la estación DACÑ en 10.290±130 $^{14}$C años AP (LP 2781) y en BS en 7.730±170 $^{14}$C años AP (LP2725) (Tab. 2; Fig. 2).

Como se observa en la Figura 5, para la muestra SBAB1 la sílice biogénica está representada por una relación *ca.* 1:1 entre los morfotipos fitolíticos y los diatomológicos. Los índices IT e IH calculados fueron de 53 y 20 respectivamente.

**Facies de diatomitas con alternancia de limos arenosos y fangos.** En las estaciones realizadas sobre un curso tributario (CÑ) y en tramos de los cursos troncales más cercanos a cabeceras (MQ, PR; Fig. 6), se registró la depositación alternante de limos arenosos, diatomitas y niveles fangosos ricos en materia orgánica en aproximadamente una sucesión de 1 m de espesor, que apoyan sobre la facies de limos arenosos y fangos arenosos bioclásticos en la estación CÑ o sobre la unidad UDB en las estaciones PR y MQ. En la estación PR, esta facies se caracterizada en la muestra PR 3, marca un notorio incremento en el porcentaje de diatomeas en relación con los registros antecedentes, siendo ≥ al 75 %, (Fig. 7). La riqueza diatomológica estuvo dominada por *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehrenberg 1832 de ambientes polihalobios y hábito epífito, seguido por *Cyclotella striata* (Kützing) Cleve y Grunow 1880, mesohalobia y planctónica. El IT calculado en PR 3, dio un valor de 52 y de 17 para el IH.

**Facies de fangos carbonosos.** Tanto la facies de limos arenosos y fangos arenosos como la facies de alternancia de diatomitas, limos arenosos y niveles fangosos se encuentran sellados por un nivel oscuro rico en materia orgánica. Este nivel no presenta estructura pedogénetica, posee de 10 a 30 cm de potencia y se corresponden con fangos arenosos a fangos de color gris muy oscuro (10 YR 3/1) a castaño gris muy oscuro (10YR 3/2). Este nivel fue reconocido en las estaciones MQ, BS, PR y CÑ (Figs. 2 y 3). Los depósitos fueron datados sobre materia orgánica en PR, obteniéndose una edad de 7.660±100 $^{14}$C años AP (LP2702), en 7.150±60 $^{14}$C años AP (LP 2581) en MQ y en 5.960±90 $^{14}$C años AP (LP 2687) en CÑ (Tab. 2).

En la estación BS (Muestra SBAB1 Tope, Fig. 5), el contenido biosilíceo de esta facies está dominado por la presencia de fitolitos (98 %). El índice IT calculado fue de 65 y el de IH de 38. En PR, (PR4; Fig. 7) esta facies, no difiere sustancialmente con lo registrado en BS en cuanto a la relación porcentual entre fitolitos y diatomeas. Sin embargo, la representación de los morfotipos que contribuyen a la obtención de los índices IT e IH difieren, obteniendo un IT 52 e IH de 22. Finalmente, el contenido diatomológico se caracterizó por la presencia de *Denticula valida* (Pedicino) Grunow (Van Heurck, 1882–1885) y *Synedra ulna*.



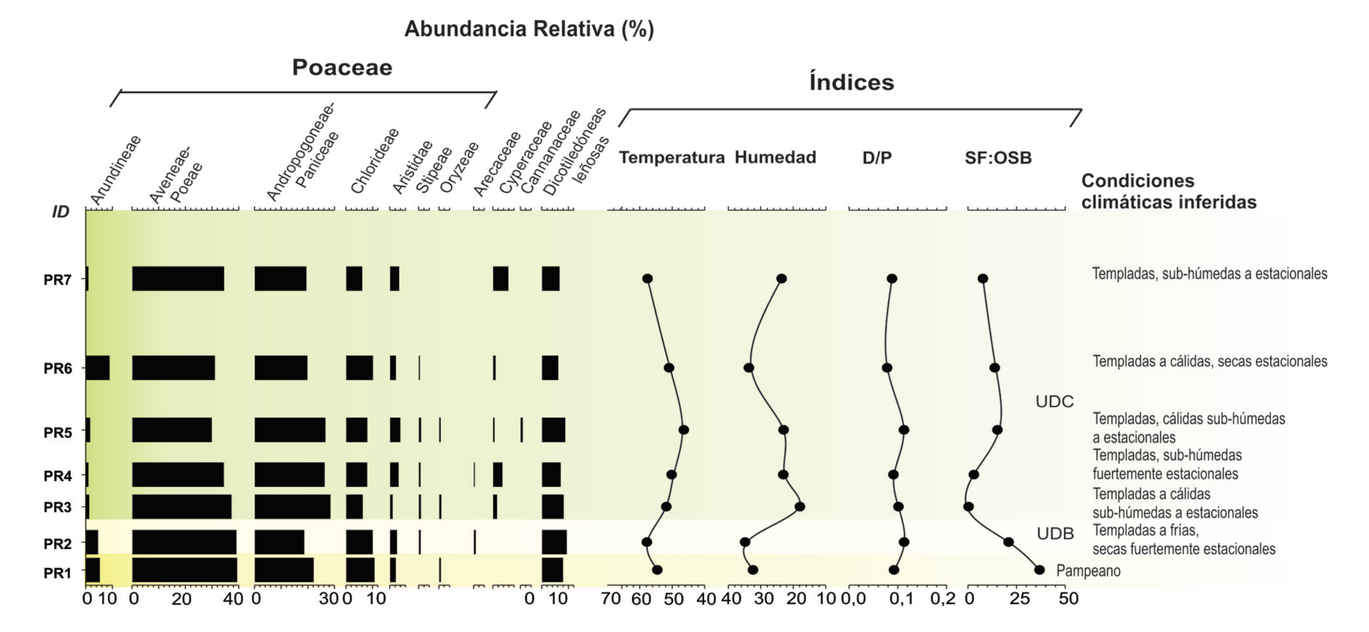




**Figura 7.** Distribución vertical de las abundancias relativas de los principales grupos taxonómicos de sílice biogénica identificada para la estación PR. Condiciones climáticas inferidas a partir de los índices de temperatura (IT) y de humedad (IH) calculados. Para la asociación: valores de IT e IH-condición climática, se toma de referencia los valores actuales calculados por del Puerto (2011) para la representación fitolítica en parcelas excluidas de pastoreo doméstico en el noroeste de Uruguay y sudeste de Buenos Aires.

**Facies de arenas fangosas a fango arenosas calcáreas.** Está representada por una sucesión arenas fangosas a fangos arenosos de tonalidad gris rosado (5YR 7/2) a castaño grisáceo (10YR 5/2) en las estaciones PR, CÑ y BS (Figs. 2 y 6). La composición mineralógica no registra cambios respecto de las facies anteriormente descriptas. Presentan gran

cantidad de individuos enteros y fracturados de gasterópodos de agua dulce *Heleobia parchappii, Heleobia* cf. *scotti*, *Biomphalaria* sp. y pulmonados terrestres—*(Miradiscops brasiliensis* (Thiele, 1927). La sílice biogénica para esta facies fue estudiada en las muestras SBAB3, SBAB2 y PR5 (Fig. 5). El contenido biosilíceo de esta facies se caracterizó por porcentajes de morfotipos fitolítico > 50 % ≥ 75 %, seguido en orden de abundancia por el contenido diatomológico. Los valores IT e IH fueron para SBAB3 de 64 para el IT y de 14 para IH, para SBAB2 IT: 54 e IH: 22 y para PR5, de 46 para el IT y 23 para IH (Figs. 5 y 7). Las representaciones para fitolitos no difieren sustancialmente de los calculados para esta facies en la estación PR, pero, su contenido diatomológico, es menor al 20 % y se distribuye en la presencia de *Denticula valida* y *Synedra ulna*.

Los ostrácodos reconocidos en la estación PR están representados por una asociación similar a la de los niveles inferiores, pero en menor abundancia (Castro, 2018). Se obtuvieron para esta facies en la estación BR dos edades radiocarbónicas a partir de conchillas de *Heleobia* sp. de 6.620±110 $^{14}$C años AP (LP 2715) y 5.880±70 $^{14}$C años AP (LP 2717) (Fig. 2; Tab. 2).

**Facies de margas.** Hacia el techo de la sucesión se depositan fangos calcáreos (margas) de color mayormente blanco 2,5 Y 8/0 a gris claro 2,5 Y 7/0. El contenido biológico de esta facies fue caracterizado con las muestras SBAB4 y PR6 de las estaciones BS (Fig. 5) y PR (Fig. 7), respectivamente. En las muestras de ambas estaciones es dominante la presencia de fitolitos frente al contenido diatomológico. Este último, en la estación PR el contenido es muy escaso. Los índices IT e IH se situaron en el entorno de los 51 para temperatura y de 34 para humedad.

**Pedofacies.** En la estación BS está representada por un suelo enterrado (SBAB4 MO) de 0,30 cm de potencia (Fig. 2). Los valores obtenidos para los índices fueron de: IT= 60, IH= 24 (Fig. 5). En otras secciones, es posible que se halle cubierto por derrubios actuales y vegetación. En cursos tributarios o cercanos a cabeceras en las estaciones MQ, PR y CÑ (Fig. 6) está constituida por una duricostra calcárea masiva de color blanco (2,5 Y 8/0) y de 0,20 m a 0,40 m de espesor. Los valores obtenidos por los índices acorde a las abundancias relativas de células cortas de gramíneas en PR7 (Fig. 7) fueron de: IT= 58 e IH= 23.

## UDC en el sector TB de la cuenca

La UDC en el sector TB de la cuenca está representada por las siguientes facies:

**Facies de limos.** Se reconoció en las estaciones PO y AE (Fig. 3), se caracteriza por litofacies limosa de tonalidades gris castaña. Los espesores mayores de 0,80 cm fueron reconocidos en la estación PO. Presenta elevado contenido bioclástico representado por diatomeas, foraminíferos (mayormente del género *Elphidium* Montfort, 1808) girogonites de carófitas, espículas de espongiarios y gasterópodos como *Heleobia australis* (d'Orbigny, 1835), *Heleobia parchappii* y *Heleobia* cf. *scotti*, gasterópodos pulmonados terrestres *Miradiscops brasiliensis*, *Retidiscus reticulatus* Fonseca y Thomé, 1995 y acuáticos *Biomphalaria* sp., además de ostrácodos como *Cyprideis salebrosa hartmanni* (Fig. 4). Para la estación AE esta facies obtuvo dos edades radiocarbónicas: 4.720±50 (LP 3038) y 5.480±100 $^{14}$C años AP (LP 2719) (Fig. 3; Tab. 3).

**Facies de arenas limosas y arenas, silicoclásticas y bioclásticas.** En la estación AE (Fig. 3) se reconoció la depositación de arenas limosas a arenas, de naturaleza silicoclástica a bioclástica en estratos de 0,60 a 0,10 m de espesor que conforman en conjunto cordones conchiles progradantes. La sucesión tiene una potencia de ~2,5 m. El arreglo depositacional consiste en la superposición de *sets* de no más de 20 cm de potencia cada uno y con ángulos de inclinación de unos 10 grados, de rumbo variable. Muestran estructuras internas como estratificación entrecruzada tabular planar, tangencial y laminación ondulítica. Se observa una alternancia de depósitos bioclásticos con niveles finos de arena con escasos bioclastos y otros en los cuales predomina la materia orgánica. La fracción arenosa está integrada principalmente por bioclastos de gasterópodos acuáticos *Heleobia parchappii*, *Heleobia* cf. *scotti*, *Heleobia australis*, *Biomphalaria* sp. y terrestres *Miradiscops brasiliensis* y *Retidiscus reticulatus* (E. Miquel, com. pers.) (Fig. 4) que muestran diferente grado de fragmentación según los *sets* analizados. Se observaron, además, fragmentos no identificables de huesos, escamas y vertebras de peces, girogonites y talos calcificados de carófitas y ostrácodos. Los escasos clastos monominerales están representados por granos de cuarzo, feldespatos calco-sódicos, trizas vítreas, trazas de microclino, y algunos minerales pesados de aso-

**TABLA 3 – Edades radiométricas para las secciones paleoestuáricas**

| Cuenca | UD Sección | Facies/ Pedofacies | Edad $^{14}C$ | Cod. Lab. | Cal[1σ]Cal[2σ]años BP | Material datado | Referencia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | UDD | Paleosuelo | 1.070±60 | LP3053 | [811:1041][797:1058] | Materia orgánica | En este trabajo |
| | | Paleosuelo | 1.470±80 | LP- 3049 | [1272:1410][1184:1515] | Materia orgánica | En este trabajo |
| | | | 2.980±80 | LP2792 | [2965:3208] | Malacológico s/i | En este trabajo |
| | | | 4.720±70 | LP3038 | [5317:5571][5085:5589] | Malacológico s/i | En este trabajo |
| Salto-Arrecifes | UDC | Regresivas | 5.480±100 | LP2719 | [6021:6384][5947:6412] | Malacológico s/i | En este trabajo |
| | | | 2.000±90 | LP1703 | [1751:2012][1706:2148] | Materia orgánica | Fucks *et al.*, 2007 |
| | | | 2.320±90 | LP2022 | [2148:2379][2017:2695] | Materia orgánica | Fucks *et al.*, 2011 |
| | | | 3.070±90 | LP1384 | [3079:3353][2957:3444] | Malacológico s/i | Fucks *et al.*, 2011 |
| | Sección P | Regresivas(PB) | 4.720±70 | LP1818 | [5332:5584][5319:5598] | *Erodona mactroides* | Fucks *et al.*, 2011 |
| Luján | | Regresiva | 3.640±70 | LP1347 | [3734:4069][3697:4139] | *Erodona mactroides* | Fucks, 2005 |

ciación volcaniclástica, con predominio de anfíboles.

El registro biosilíceo identificado se corresponde con una asociación de diatomeas, integrada por *Hyalodiscus subtilis* Bailey 1854, *Terpsinoe musica* Ehrenberg 1843, *Surirella striatula* Turpin 1828. También están presentes fitolitos de gramíneas $C_4$ y $C_3$, en este orden de abundancia, cistos de crisófitas y espículas de espongiarios.

**Pedofacies.** La UDC culmina en el sector TB de la cuenca con el desarrollo de un suelo a expensas de sedimentos del techo de la unidad, el que se identificó en estación AE y PO (Fig. 3). La edad obtenida sobre materia orgánica en la estación PO fue de 1.470±80 $^{14}C$ años AP (LP 3049) (Tab. 3).

### Unidad Depositacional D (UDD)

La UDD abarca todos los depósitos aluviales y eólicos, algunos con suelos enterrados, acumulados por encima de los paleosuelos desarrollados en el techo de la UDC, tanto en el sector TA como TB de la cuenca, los cuales no han sido analizados en este trabajo. Se reconoció un paleosuelo representado en la estación R de 1.070±80 $^{14}C$ años AP (LP 3053) (Tab. 3). También, se reconocen aluvios de esta unidad en secciones distales al eje del valle actual, en las paredes de cauces tributarios como el arroyo Luna y arroyo Burgos, yaciendo en discontinuidad erosiva sobre las sedimentitas del “pampeano”.

## DISCUSIÓN

### Consideraciones paleoambientales y paleoclimáticas

Para el Pleistoceno Tardío se reconocieron dos Unidades Depositacionales: UDA y UDB (Fig. 8). La presencia de una discontinuidad litológico-genética ha sido utilizada para separar ambas unidades. La unidad más antigua, denominada en este trabajo UDA, está representada por una única facies, que se interpretó como un depósito mixto o híbrido (Pettijohn *et al.*, 1973) de génesis fluvio-lacustre efímera. La siguiente unidad, denominada UDB, se vincula genéticamente con el aporte eólico o pulso eólico que tuvo lugar durante el Pleistoceno Tardío y durante el Último Máximo Glaciario (UMG) (Muhs y Zárate, 2001; Martini, 2016).

Los depósitos de gravas areno fangosas a fangos gravillosos de la UDA y su contenido biológico, se asocian, por un lado, a la depositación de materiales detríticos transportados por flujos concentrados canalizados en cárcavas y en manto; eventos que se generaron por lluvias intensas en regímenes fuertemente estacionales, imperantes bajo condiciones climáticas templadas a frías de acuerdo a los índices IT e IH obtenidos (Tab. 4). Por otro lado, a la decantación de limos y arcillas en cuerpos lénticos, formados posteriormente, procesos con desarrollo durante las etapas más secas. La microfauna de estos cuerpos lénticos, de agua dulce meso a eutróficas, habrían experimentado estrés am-

biental, debido a fluctuación abrupta del nivel de agua, de la salinidad y la temperatura. El estrés hídrico estacional de estos ambientes, estaría reflejado en el desarrollo de una microfauna oligoespecífica, esto es: para ostrácodos, la presencia dominante de de *Cyprideis salebrosa hartmanni*, para bivalvos, la de *Diplodon lujanensis* y para los gasterópodos, la presencia de *Heleobia ameghini* (De Francesco y Blasi, 2012) (Fig. 4).

La siguiente Unidad Depositacional, UDB, por sus características sedimentológicas y contenido biológico, se interpreta como el registro de la acumulación de limos arenosos a arenas limosas producto de la caída de polvo eólico (loess vitroclástico) tanto en cuerpos lénticos someros de agua dulce, como en superficies secas. La sucesión de los sedimentos loéssicos en tierra firme (*land loess*) y/o en cuerpos de agua, de escasa escorrentía y capacidad de transporte (*wasser loess*), se habría dado en condiciones climáticas secas, con regímenes de lluvias estacionales, asociadas al domino de temperaturas templadas a frías, aunque, con gradientes térmicos un poco más elevados que las condiciones pleistocenas anteriores y caracterizadas en la UDA.

Los depósitos cuspidales de la UDB, con casi nula presencia de registros biológicos, a excepción de silicofitolitos y algunas diatomeas y/u ostrácodos, interpretados como producto de la depositación de polvo eólico vitroclástico (loess) en cuerpos lénticos distróficos y/o sobre superficies secas como mantos de loess; se diferencian en coloración con los depósitos superiores de la unidad. La diferencia de coloración entre la sección basal y superior de la UDB (*vide* Fig. 8) es objeto aún de estudio. Aunque, puede ser asociada a la presencia abundante del anión ferroso (Di Lello *et al.*, 2009) como determinante de la coloración de estos materiales (color adquirido). Adjudicamos tentativamente el elevado contenido de hierro en estado reducido y principalmente retenido en la fracción arcillosa (illítica), a procesos de reducción o procesos hidromórficos vinculados con el incremento de la humedad que habría caracterizado la instalación del interglaciar actual.

Durante la transición Pleistoceno–Holoceno se desarrolla UDC. Se inicia con la acumulación de diamictos basa-

**TABLA 4 – Condiciones climáticas inferidas mediante los Índices de Temperatura (IT) y Humedad (IH) obtenidos para el *set* de muestras analizadas de la cuenca Salto-Arrecifes**

| Unidad | Facies | Muestras | IT | IH | Condiciones climáticas inferidas |
|---|---|---|---|---|---|
| UDC | Pedofacie | SBAB4MO/PR7 | 60/58 | 24/23 | Templadas sub-húmedas a estacionales |
| | Marga | SBAB4/PR6 | 54/51 | 32/34 | Templadas a cálidas, secas a estacionales |
| | Arenas fangosas a fangos arenosos calcáreos | SBAB3/SBAB2/PR5 | 64/54/46 | 14/22/22 | Templadas húmedasTempladas a cálidas sub-húmedas a estacionalesTempladas a cálidas sub-húmedas a estacionales |
| | Fangos carbonosos | SBAB1 tope/PR4 | 65/52 | 38/22 | Templadas, sub húmedas a fuertemente estacionales |
| | Limos arenosos y fangos arenosos bioclásticos | SBAB1 | 53 | 20 | Templadas a cálidas sub-húmedas a estacionales |
| | Facies de diatomitas con alternancia de limos arenosos y fangos | PR3 | 52 | 17 | Templadas a cálidas sub-húmedas a estacionales |
| | Diamicto basal | BS 5 | 62 | 44 | Templadas secas a fuertemente estacionales |
| UDB | Limos y limos arenosos vitroclásticos | BS4/BS3/PR2 | 70/65/58 | 36/38/34 | Templadas a frías, secas a fuertemente estacionales |
| UDA | Diamicto | BS 2 | 70 | 38 | Templadas a frías, secas a fuertemente estacionales |
| (*)Valores actuales de referencia: SE de Buenos Aires | | | 59 | 15 | Templadas sub-húmedas húmedas |

(*)Valores actuales de referencia de análisis de fitolitos en sedimentos superficiales de parcelas excluidas de pastoreo doméstico (del Puerto, 2009)

les datado en 11.800 $^{14}$C años AP y 11.060 años $^{14}$C años AP y culmina en el Holoceno Tardío (Fig. 8). Yace en discontinuidad erosiva sobre los depósitos de la UDB en CÑ, o sin base expuesta, como en la estación ELa y ELb (Fig. 2). La depositación inicial de material detrítico erosionado y transportado hacia los sectores más bajos, sería producto de lluvias estacionales intensas ocurridas durante la transición (Tab. 4), las cuales pudieron ocasionar un desequilibrio geomorfológico en los terrenos con escasa cubierta vegetal. La ocurrencia de períodos concentrados de intensas lluvias, habrían favorecido el desarrollo de escorrentías o arrolladas en manto, propiciando una fuerte erosión de sedimentos más antiguos y generando el transporte y depositación de gravas fangosas y fangos gravillosos.

Ya iniciado el Holoceno, las condiciones climáticas progresaron hacia condiciones más templadas y húmedas (Tab. 4), propiciando la instalación de humedales con desarrollo de cuerpos lénticos de poca profundidad, oligo-mesotróficos a mesotróficos de agua dulce muy alcalina con mucha vegetación de fondo y costera. Como evidencia de ello, asignamos la presencia de moluscos pulmonados terrestres y los registros de carófitas (girogonites y talos). También consideramos de forma conjunta como evidencia, la presencia de *Heleobia parchappii* y *Heleobia* cf. *scotti* como rasgo característico del inicio de la depositación silicoclástica y bioclástica holocénica en estos cuerpos lénticos someros. Las capas de diatomitas en las estaciones correspondientes, a lo que en la actualidad son cursos más cercanos a cabeceras (Fig. 6), mostraron colonias de *Synedra ulna*. Esta diatomea pennada, suele hacer colonia sobre plantas acuáticas en condiciones fuertemente alcalinas en biotopos de agua dulce a mixohalina. Su presencia alternante con niveles de limos arenosos de color oliva y niveles fangosos con gran contenido de materia orgánica, indicaría oscilaciones en la escorrentía o niveles de agua en un biotopo semejante a una charca o bañado. Cabe destacar que, en varias estaciones analizadas, los depósitos basales de la sedimentación, poseen coloración oliva al igual que la parte superior de UDB (Figs. 2 y 6), por lo que, lo asociamos también, con la incidencia de los procesos hidromórficos que pudieron haber actuado.

Finalizado el Holoceno Temprano (~8.200 años cal.) y próximo a los inicios del Holoceno Medio, se depositaron los fangos a fango arenosos ricos en materia orgánica (Figs. 2, 3, 6 y 8). Estas acumulaciones, indicarían la contracción de los espejos de agua, bajo condiciones climáticas templadas y subhúmedas, con la formación de suelos de bañados o charcas con abundante presencia de diatomeas.

Posteriormente, durante el Holoceno Medio (de ~8.200 a 4.220 años cal. AP), los cuerpos lénticos retoman su condición eutrófica bajo un clima algo más cálido y húmedo, pero, paulatinamente se encaminan a la distrofia, bajo un nuevo incremento de temperatura y disminución de la humedad relativa. En razón de ello, comienza a evidenciarse la precipitación de carbonato de calcio, la tanatocenosis de ostrácodos (Castro, 2018) y la disminución en el contenido de *Heleobia* sp. y girogonites de carófitas. El incremento de la temperatura mencionado, se hace más evidente que en los lapsos precedentes y sería consistente con la caracterización establecida para la región pampeana del Máximo Termal del Holoceno denominado también Megatermal (*e.g.*, Schnack *et al.*, 2005; Dubois y Zárate, 2012; Tonni, 2017). En esos momentos de un clima más cálido, también se reconoce el registro de gasterópodos pulmonados, tales como *Miradiscops brasiliensis* y *Retidiscus reticulatus*, taxones típicos del Dominio Subtropical y actualmente viviente en el límite sudeste de Brasil. Hacia la parte cuspidal, la fauna de ostrácodos es poco abundante y presenta evidencias de transporte (Castro, 2018). Asimismo, hay disminución del contenido diatomológico, lo que indicaría la presencia de ambientes lagunares distróficos (senescentes) oligo a mesohalinos. Con posterioridad, se produce un intervalo de biostasia, con desarrollo de superficies emergidas con formación de una duricostra calcárea en algunos sectores de la cuenca (MQ, PR, CÑ) y suelos aluviales en las áreas con inundaciones periódicas (hidropédicos de Frenguelli, 1921; Tab. 4). Esta discontinuidad, marca la separación entre la UDC y la depositación posterior a la UDD, constituida por aluvios y depósitos eólicos (Fig. 8). Cabe destacar que el intervalo temporal representado en la formación de la duricostra, equivaldría al que requirieron los procesos pedogenéticos en el desarrollo del paleosuelo identificado en otras estaciones de la cuenca (en el sector TA) en sectores bajos estacionalmente inundados.

El registro del Holoceno en el sector TB en el área de estudio, se inicia sobre el pampeano, con las facies de limos y

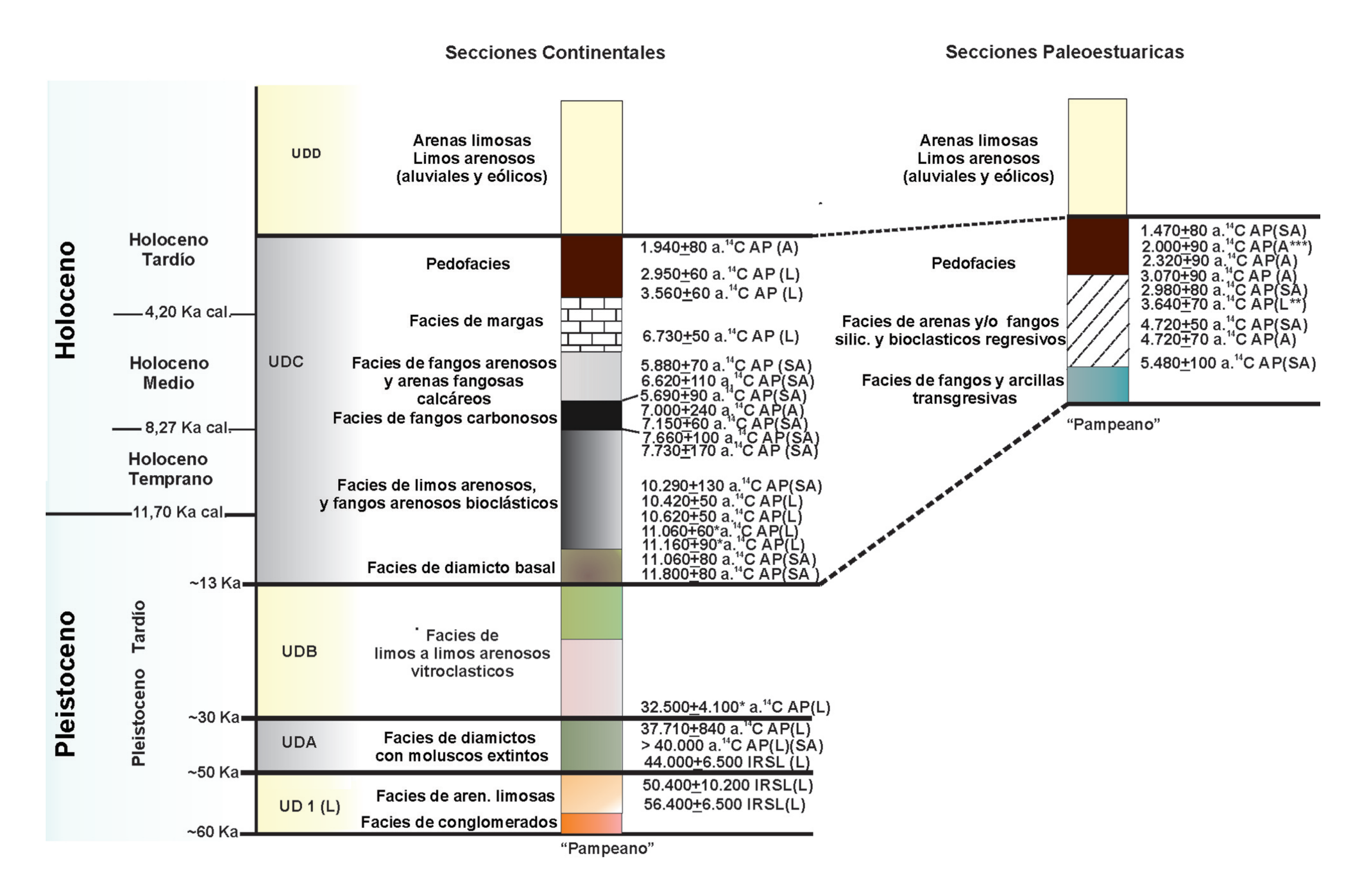



**Figura 8.** Sucesiones sedimentarias esquemáticas del Pleistoceno Tardío–Holoceno en la Pampa Ondulada Bonaerense. Referencias: **(SA),** cuenca Salto-Arrecifes en este trabajo; **(A),** cuenca del río Areco tomado de Fucks *et al.* (2011); **(L*)**, cuenca del río Luján tomado de Prieto *et al.,* 2004; **(L**)**, cuenca del río Luján tomado de Fucks (2005); **(A***),** cuenca del río Areco tomado de Fucks (2007). **UD 1 (L)** unidad solo observada en la cuenca del río Lujan. Los límites formales en años calibrados (cal.) para el Pleistoceno y el Holoceno fueron tomados de: International Chronostratigrahic Chart v. 2020/03 (www.statigraphy.org). Los datos complementarios para las cronologías radiocarbónicas e IRLS pueden ser consultadas en Tab. 2 y 3 en este trabajo.

arcillas estuáricas portadoras de foraminíferos depositadas durante el máximo transgresivo, que, dependiendo del método estadístico utilizado para su modelización y/o calibración pudo haberse desarrollado, en la costa atlántica argentina, entre los 7.000 y 5.500 años cal. AP. (al respecto Prieto *et al.*, 2017). Las acumulaciones portadoras de foraminíferos de estas facies, representan el pasaje lateral de las facies continentales de fangos arenosos carbonáticos lacustres reconocidas en el sector TA. Ambas, acumuladas durante un clima cálido y con déficit hídrico. Por encima y con edades más recientes a los 5.000 años $^{14}$C AP, se acumulan las facies de cordones conchiles progradantes reconocidos en AE (Fig. 3) y facies de arenas y fangos depositadas durante la regresión holocena. La biostasia que había comenzado aproximadamente a los 3.000 años $^{14}$C AP, con formación de calcretas y suelos reconocida en algunas estaciones del sector TA de la cuenca, también afectó a los depósitos regresivos en el sector TB, una vez que los ambientes de depositación comenzaron a quedar desafectados de la dinámica costera. Con ello, la existencia de paleosuelos tiempo transgresivo o con edades más recientes en este sector. La estación R (Fig. 3), se ubica en un sector donde el curso del río Arrecifes corta el sustrato regional pampeano, por lo que solo se reconoce una sedimentación holocena tardía, representada por fangos con desarrollo pedogenético. Esta estación, coincide con el tramo de diseño meandroso del río Arrecifes antes de su desembocadura y donde se reconocen procesos de avulsión por corte de cuello de meandro.

La UDD abarca todos los depósitos aluviales y eólicos acumulados post suelo Puesto Berrondo (Fidalgo *et al.*, 1973a, 1973b; Fucks *et al.*, 2007), que no han sido analiza-

dos en este trabajo. También, se reconocen aluvios de esta unidad en secciones distales al eje del valle actual, en las paredes de cauces tributarios como en los arroyos Luna y Burgos, yaciendo en discontinuidad erosiva sobre las sedimentitas del "pampeano" (Fig. 8).

### Correlaciones regionales para el NE de la provincia de Buenos Aires

Las investigaciones realizadas en las cuencas de los ríos Luján (Prieto *et al.*, 2004; Blasi *et al.*, 2010, 2016) y Areco (Fucks *et al.*, 2011), más la de Salto-Arrecifes descripta en Blasi *et al.* (2016) y en el presente artículo, permiten el desarrollo de la correlación regional entre los depósitos acumulados entre los estadios MIS 4 y MIS 1 en la Pampa Ondulada del NE bonaerense.

La sucesión de depósitos de edad Plesitoceno Tardío–Holoceno Temprano para la cuenca analizadas en este artículo, se consideran equivalentes a las unidades depositacionales que fueran descriptas en Blasi *et al.* (2010) para la cuenca del Luján, cuyo inicio suprayace en discordancia erosiva sobre los depósitos pampeanos.

La UD1, de carácter local y más antigua solo reconocida en Luján (~55.000 años AP de acuerdo con Blasi *et al.*, 2010), está integrada por sedimentos fluviales efímeros y eólicos correspondientes al MIS 4 (*vide* Blasi *et al.*, 2010: fig. 8). Sobre esta unidad, en el río Luján y sobre sedimentitas "pampeanas" en la cuenca Salto-Arrecifes, se reconocieron depósitos de gravas areno-fangosas, arenas fango gravillosas y fangos gravillosos de tonalidades verde oliva portadoras de moluscos extintos. Estos diamictos, son interpretados como depósitos mixtos producto, por un lado, de la depositación de materiales detríticos transportados por flujos concentrados, canalizados y/o en manto, rápidos (*flash floods*) e intermitentes, generados por lluvias intensas en condiciones climáticas fuertemente estacionales. Por otro lado, por la decantación de limos y arcillas en cuerpos lénticos formados posteriormente. Las condiciones paleoclimáticas para este intervalo, se definen como templadas a frías, con alternancia de intervalos sub-húmedos–húmedos y sub-húmedas–secos a estacionales, lo que indicaría cierto déficit de humedad y cambios estacionales en la disponibilidad del agua, respectivamente. Los ecosistemas de las "tierras secas y subhúmedas" que se desarrollan bajo estas características climáticas, son susceptibles de experimentar episodios de escasez de agua, especialmente una baja humedad del suelo y una escasa cubierta vegetal. Durante intervalos de menor déficit hídrico, se habrían generado escurrimientos de flujos concentrados encauzados en arroyos efímeros o cárcavas, que por endicamiento, se transformaron en cuerpos lénticos someros de aguas mesohalinas. La malacofauna ha mostrado monoespecificidad de taxones, lo que es referido a condiciones de estrés ambiental en los biotopos desarrollados en este intervalo. Su ubicación temporal fue estimada en función de una datación por luminiscencia con estimulación infrarroja (IRSL) obtenida en la cuenca del río Luján (Fig. 8). Cabe aclarar que las edades radiocarbónicas obtenidas sobre valvas de moluscos presentes en estos depósitos, han excedido los límites del método convencional (Tab. 2). Así, estas acumulaciones habrían tenido lugar entre 30.000 y 50.000 años de acuerdo a edades IRLS obtenidas (Tab. 2), por lo que, se las vincula con el intervalo MIS 3 (Blasi *et al.*, 2010, 2016).

La facies de diamictos con moluscos extintos de la UDA puede ser correlacionada con la Facies 3 de la UD2 de Blasi *et al.* (2010). Tal como fuera establecido por dichos autores, esa unidad también puede correlacionarse, entre otros esquemas estratigráficos ahí presentados, con el Pampeano Lacustre, Capas 9, 8 y 7 (Ameghino, 1884), con el Prebonaerense o Lujanense (Frenguelli, 1921); con las unidades 1 A y B (Dangavs y Blasi, 1995a), con la Secuencia Depositacional Luján Verde inferior de Toledo (2011) y con la unidad litoestratigráfica denomina Miembro Jáuregui, de la redefinida Formación Luján de este mismo autor (*vide* Blasi *et al.*, 2010: tab. 4).

La UD2 de Blasi *et al.* (2010), UDA en este trabajo, solo se ha reconocido en pocas localidades de la sección media de las cuencas fluviales de los ríos Luján y Salto-Arrecifes. Para explicar las razones de la ausencia de estos afloramientos en las barrancas aguas arriba y aguas debajo de los tramos mencionados, Blasi *et al.* (2016) formulan dos hipótesis. Una en la cual la ausencia se asocia la existencia de una paleo red de drenaje pleistocena, acorde al modelo colinear postulado por Passotti (1972, 1973) y otra, asociada a un control tectónico (neotectónica) diferencial, que hizo que esta unidad, solo pudiera ser observada en la base de las barrancas en tramos coincidentes con un bloqueo tectónico elevado.

Por encima a la UD2 de Blasi *et al.* (2010), UDA en este trabajo, tanto en la cuenca del río Lujan, como en Salto-Arrecifes, aflora una sucesión de limos arenosos y arenas limosas vitroclásticas (loess) masivas, con escaso contenido de microfauna y de tonalidades rosadas en la sección inferior a verde oliva hacia el techo. Cabe destacar que el cambio de coloración no siempre es neto, sino que existe un pasaje gradual entre ambas. Estos depósitos constituyen las facies F4 y F5 e integradas en la UD3 en la cuenca del río Luján en Blasi *et al.* (2010) y la facies de limos arenosos y arenas limosas vitroclásticas de la UDB en el presente trabajo (Fig. 8).

En la cuenca del río Areco (sección San Antonio de Areco), solo se ha reconocido la sección cuspidal de la UDB (Fucks *et al.*, 2011). Por sus características sedimentológicas y contenido biológico, se interpretó como producto de la depositación en cuerpos lénticos someros y de agua dulce o tierra firme de polvo eólico (loess). Las condiciones paleoclimáticas dominantes durante la depositación fueron templadas a frías, secas a fuertemente estacionales. En este sentido, el escenario paleoambiental sería el de amplias “pampas”, con desarrollo de cuerpos lénticos someros y efímeros en algunos sectores de bajos, que, posteriormente se transforman por distrofia en pantanos. El loess se habría depositado tanto en las superficies secas (*land loess*) como en biotopos acuáticos (*wasser loess*) y se lo vincula con el pulso eólico ocurrido durante y a fines del UMG. En la cuenca de Luján, la sección inferior de esta unidad se dató mediante IRSL obteniéndose una edad de 32.500±4.100 años (Tab. 2; Fig. 8), por lo que, el intervalo temporal de la acumulación de los depósitos de la unidad, sería desde *ca.* 30.000 a los *ca.* 13.000 años cal. AP. (Fig. 7).

La UDB de este trabajo se asocia a la UD3 integrada por las facies F4 y F5 de Blasi *et al.* (2010), manteniendo las mismas correlaciones con las unidades reconocidas por otros autores y expuestas en el artículo mencionado (*vide* Blasi *et al.* 2010: tab. 4). La sección inferior de esta unidad depositacional, se vincula con la Capa 6 de la barranca del río Luján entre el Molino Viejo y el Paso de la Virgen de Ameghino, (1884) (*vide* Blasi *et al.*, 2010: fig. 7). La sección superior en tanto, se corresponde con la Capa 5 de la barranca (Ameghino, 1884). Estos depósitos, que se habrían acumulado en pantanos poco profundos hacia el final de la Época de los Grandes Lagos, son en 1884 separados de las restantes capas del terreno pampeano lacustre, y correlacionados con el Piso tehuelche o errático de Doering (*sensu* Ameghino, 1884: 165). También, se puede vincular esta facies con la sección superior del Prebonaerense (Frenguelli, 1921) en la localidad de Luján.

Por su edad, color y textura, la sección inferior de la UDB se correlacionaría con la Secuencia Luján Rojo y con la unidad litoestratigráfica Miembro Eloisa de la Formación Luján de Toledo (2011). Aunque, sin incluir el conglomerado residual que Toledo (2011), reconoce en la base de esta secuencia y que Blasi *et al.* (2010), definieron como Facies 3 de gravas areno fangosas, arena fango gravillosas (diamictos) y como parte de la infrayacente UDA. Por su parte, la sección superior de la UDB, lo haría con la Secuencia Luján Verde Superior, Miembro El Rincón de la Formación Luján, Toledo (2011). Encontramos discrepancias con lo propuesto por este autor en lo que concierne a la interpretación paleoambiental realizada para las Secuencia Luján Rojo y Luján Verde superior. El autor, refiere a los depósitos de la Secuencia Luján Rojo como fluviales y más precisamente a depósitos de barra de canal y depósitos de canal. Esta interpretación, se correspondería con un paleorío con secciones hidráulicas y caudales importantes, dado que los define como grandes barras con lentes conglomerádicas residuales al tope. En tanto, ubica los episodios agradacionales que originan la Secuencia Verde Superior en un escenario ambiental fluvio-palustre sin mencionar su contenido biológico. Sin embargo, dado las evidencias expuestas en este trabajo y en los resultados antecedentes generados por los autores en la cuenca, consideramos que durante el Pleistoceno Tardío en la Pampa Ondulada no habrían existido cuencas de drenaje bien integradas o cursos fluviales de importancia. Posición semejante a la sustentada por Ameghino en su obra de 1880–1881 (*vide* Ameghino, op. cit.: 218). Finalmente, fuera de la Pampa Ondulada, la UDB, sería correlacionable con el Miembro Guerrero de la Formación Lujan, definida en la cuenca del Salado por Fidalgo *et al.* (1973b).

La depositación de la UDC en los tramos medios de las cuencas analizadas comienza aproximadamente a los 11.800 años $^{14}C$ AP (~13.000 años cal. AP) (Fig. 7) En tanto, la sedimentación holocena paleoestuarica, se reconoce en

los tramos cercanos a las desembocaduras actuales de las cuencas y está representada por facies transgresivas y regresivas que comienzan su depositación a los *ca* 6.500 $^{14}$C años AP (~7.000 años cal. AP).

En los tramos continentales de las cuencas, la sucesión sedimentaria está representada por varias facies lacustres, las que fueron reunidas en la UDC y que se correlaciona con la UD4 en la cuenca del río Luján caracterizada en Blasi *et al.* (2010) y con los depósitos reconocidos en el río Areco por Fucks *et al.* (2011), como así también, con las facies asignadas a los paleoestuarios. Los depósitos de la UDC fueron datados en varias localidades de las cuencas mencionadas (*vide* Tab. 2 y 3). Las edades radiocarbónicas obtenidas nos permiten asociar a la UDC al MIS 1. En las observaciones realizadas en varias estaciones del río Salto-Arrecifes, la sedimentación comienza con la depositación de un delgado estrato de diamicto de color verde oliva. La presencia de este estrato diamictítico, se vincula a un desequilibrio geomorfológico, inducido por intensas lluvias estacionales sobre los terrenos pocos vegetados, habiendo propiciado la erosión de sedimentos por escorrentías o arrolladas en manto, generando el transporte de gravas fangosas y fangos gravillosos. Luego de esta respuesta al cambio climático, se pasa a un escenario de humedales ubicados en zonas bajas del relieve con desarrollo de cuerpos lénticos de poca profundidad, oligo-mesotróficos a mesotróficos de agua dulce muy alcalina con mucha vegetación de fondo y costera. La presencia de carófitas y de moluscos en los registros marca el inicio de la depositación bioclástica en estos biotopos. En ciertos sectores de cursos tributarios o troncales más cercanos a cabeceras de las actuales cuencas hídricas, se desarrollaron charcas de agua dulce a mixohalina expuestas a periodos alternantes del nivel del espejo de agua.

Hacia fines del Holoceno Temprano inicios del Holoceno Medio (alrededor de los 8.000 años cal. AP.), se reconocen niveles límnicos (facies de fangos carbonosos) en Salto-Arrecifes, como un suelo de bañado en Areco (Fucks e*t al.*, 2011) y la contracción de los cuerpos de agua en la cuenca del río Luján (Prieto *et al.*, 2004), indicarían una elevación de la temperatura y/o incremento de la evapotranspiración. Durante el Holoceno Medio, se instalan nuevamente cuerpos lénticos con vida acuática. Estos, paulatinamente se encaminan a la distrofia por aumento de la temperatura, evaporación y la precipitación de carbonatos. Este aumento de temperatura, ocurrido aproximadamente a los *ca.* 6.500–7.000 años cal. AP, se sustenta con la presencia en los depósitos estudiados de moluscos pulmonados de filiación tropical. Los cuerpos lénticos, llegan a la distrofia y sequía, a la que sobreviene un episodio de biostasia con desarrollo de un paleosuelo y de una duricostra que solo fue observada en algunas estaciones de la cuenca Salto-Arrecifes.

Los registros continentales de la UDC se correlacionan con los asignados a la UD4 en Luján (Blasi *et al.*, 2010) y litofacies descriptas en Prieto *et al.* (2004) y con los depósitos reconocidos en el balneario del río Areco en la ciudad homónima (Fucks *et al.*, 2011). También, con otras unidades estratigráficas definidas fundamentalmente para la cuenca del río Luján. Entre ellas, con el Pospampeano Lacustre de Ameghino (1884, 1889), Piso Platense de Frenguelli (1925) y finalmente, con los depósitos de la Formación La Plata de Toledo (2011). Fuera de la Pampa Ondulada, la UDC, sería correlacionable con el Miembro Río Salado de la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973a, 1973b) y Miembro Gorch de la Formación Luján en Fucks *et al.* (2015). Así como la pedofacies con el suelo La Pelada de Fidalgo *et al.* (op.cit.).

En la zona cercana a la desembocadura de los cursos actuales la depositación holocena se vio condicionada por el evento de ascenso del nivel del mar del último hemiciclo de glacial (transgresión Holocena, *vide* Prieto *et al.*, 2017). Los depósitos y facies observados que son incluidos en la UDC como facies laterales a las descriptas en el sector TA de la cuenca, comienzan con la acumulación de registros transgresivos depositados en un estuario a los 6.700 años AP radiocarbónicos aproximadamente. Estas acumulaciones tuvieron lugar bajo condiciones climáticas más cálidas y húmedas que las antecedentes. Posteriormente *ca.* 5.500 años $^{14}$C AP, se registran depósitos regresivos de estuario y deltaicos.

La UDC reconocida en los sectores cercanos a las desembocaduras de las cuencas estudiadas, se correlacionan con la Formación Campana (Fucks y De Francesco, 2003; Fucks, 2005) y con la Formación Las Escobas de Fidalgo *et al.* (1973b) en la cuenca del Salado. Hacia los 3.000 años AP comienzan a desarrollarse los procesos pedogenéticos en las áreas paulatinamente emergidas o desvinculadas de

procesos mareales en un lapso de aproximadamente 2.000 años AP. Estos depósitos, se correlacionan con el Geosuelo Puesto Berrondo de Fidalgo *et al*. (1973a, 1973b).

## CONCLUSIONES

Los análisis sedimentológicos, del contenido fosilífero identificado y las dataciones numéricas obtenidas para las acumulaciones, han permitido acotar temporalmente los episodios depositacionales y establecer las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas imperantes en cada intervalo temporal y su ubicación en los diferentes sectores de la cuenca (interiores y cercanos a desembocadura).

Los depósitos que fueron reunidos en las tres Unidades Depositacionales (UD) en este trabajo, muestran la evolución de los escenarios ambientales y han podido ser correlacionados con los anteriormente definidos para las cuencas Areco y Luján. Esto, ha permitido postular una sucesión sedimentaria de referencia para del Pleistoceno Tardío–Holoceno en las cuencas fluviales de la Pampa Ondulada.

La sedimentación pleistocena tardía–holocena ocurrida en la cuenca media de Salto-Arrecifes, Luján y Areco, muestra la incidencia de los cambios climáticos ocurridos durante el lapso. Las variaciones faciales reconocidas entre unidades depositacionales del Pleistoceno Tardío y en la correspondiente al Holoceno Temprano–Medio del sector más lejano a las desembocaduras actuales, son el resultado de la influencia de este factor extrínseco a las cuencas. En tanto, las facies reconocidas en los tramos de estos cursos cercanos a desembocadura son además producto de los cambios eustáticos producidos desde el Holoceno Medio a Tardío.

El comienzo de la depositación durante el intervalo pre-máximo glaciario del Pleistoceno Tardío en la Pampa Ondulada (MIS 3) tuvo lugar bajo condiciones climáticas templadas a frías, con alternancia de fases sub-húmedas–húmedas y sub-húmedas–secas o fuertemente estacionales en escenario de zanjas, arroyos y/o cárcavas efímeras y de cuerpos lénticos someros. Los depósitos de esta unidad depositacional (UDA) afloran solo en sectores saltuarios a nivel del pelo de agua en bajante de los cursos de la región y se reconocen por la presencia de fracciones psefíticas con matrices fangosas o fangos con gravillas verde oliva (diamictos) y presencia de moluscos extintos.

Posteriormente, un poco antes y durante el máximo glaciario (MIS 2) se produce un cambio climático que pasa a condiciones climáticas templadas a frías secas a estacionales y predomina la depositación eólica de materiales sedimentarios (polvo eólico) en cuerpos lénticos (lagunas-pantanos) o sobre tierra firme. Se reconocen en los afloramientos por estar constituidos por limos arenosos y arenas limosas de composición predominantemente vitroclástica con escasa o nula presencia de microfauna (UDB).

Durante los inicios del Holoceno (MIS 1) en las áreas continentales (UDC), producto de un cambio climático que pasa a condiciones de mayor humedad relativa se desarrollan cuerpos lóticos-lénticos que, posteriormente y bajo condiciones de mayor temperatura relativa imperantes durante el Holoceno Medio, evolucionaron a estadios distróficos (pantanos alcalinos). En el sector TA de la cuenca los depósitos holocénicos más antiguos, salvo los delgados estratos de diamictos basales reconocidos en la cuenca Salto-Arrecifes, son mayormente arenas fangosas con abundante materia orgánica en la base y que se caracterizan por su abundante contenido microfaunístico (*ooze* silíceos y calcáreos). Los más jóvenes, en tanto, son mayormente fangosos y muestran un significativo aumento en el contenido de carbonato de calcio (margas) y disminución del registro de microfauna. Entre ambos depósitos, se reconoce un evento de contracción de los biotopos datado en 7.500–8.000 años cal. AP. En las secciones cercanas a la desembocadura o sector TB de la cuenca, se reconocen como facies laterales a las continentales, los depósitos transgresivos holocénicos, vinculados con el último hemiciclo deglacial (ingresión holocena). La sedimentación ocurrida durante el proceso regresivo tiene lugar en paleoambientes estuáricos y deltaicos bajo condiciones climáticas cálidas. Estos depósitos, fueron afectados por procesos pedogéneticos en un momento de biostasia regional. Las edades mínimas para este paleosuelo han sido de entre 3.000 y 1.400 $^{14}C$ años AP (~800 y 1.500 años cal. AP).

Las facies descriptas en los sectores interiores o continentales tanto para la cuenca Salto-Arrecifes, como Luján, dan cuenta de cuencas poco integradas con instalación durante el Holoceno Temprano de ambientes lénticos/lóticos estables y aptos para el desarrollo de la ostracofauna y que se tornan inestables para los intervalos del Holoceno Medio–Tardío.

La exposición en las barrancas de depósitos más antiguos en solo algunas localidades, indicaría que la neotectónica ha sido otro factor extrínseco actuante en las cuencas en algún momento del Holoceno Tardío. Finalmente, consideramos que las coloraciones verde oliva adquiridas por procesos hidromórficos que afectaron a distintas facies, no son excluyentes de una unidad de depositación determinada.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos especialmente a S. E. Miquel del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" MACN–CONICET y a C. de Francesco del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (CONICET-Mar del Plata) por sus determinaciones taxonómicas. A B. Mosquera por su colaboración en los relevamientos de campo. Muy especialmente a las revisoras E. Beilinson y L. Cruz, cuyas observaciones y sugerencias contribuyeron sustancialmente al manuscrito. La financiación de esta investigación correspondió a los subsidios otorgados por UNLP, CIC, CONICET, FONCYT.

## REFERENCIAS

Ameghino, F. (1880–1881). La Antigüedad del Hombre en el Plata. En: Alfredo Torcelli (comp.). *Edición oficial ordenada por el gobierno de la Provincia de Buenos Aires*, (822 p.), Talleres de impresiones oficiales, La Plata.

Ameghino, F. (1884). Excursiones geológicas y paleontológicas en la provincia de Buenos Aires. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, *6*, 1–1028.

Ameghino, F. (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, *6*, 1–1027.

Blasi, A., Castiñeira, C., Cusminsky, G. y Carignano, A. (2016). The Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in Valleys of the Undulated Pampa, Buenos Aires Province, Argentina. En G. Gasparini, J. Rabassa, C. Deschamps y E. Tonni (Eds.), *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA B.P.-30 KA B.P.* (pp. 129–146). Springer Earth System Sciences.

Blasi, A., Castiñeira, C., del Puerto, L., Prieto, A., Fucks, E., De Francesco, C., Hanson, P., García-Rodríguez, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Young, A. (2010). Paleoambientes de la Cuenca Media del río Luján (Buenos Aires, Argentina) durante el último Período Glacial (EIO 4-2). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, *17*, 85–112.

Blasi, A., Hanson, P., Fucks, E., Prieto, A. R. y Young, A. (2009b). Infrared stimulated luminescence (IRSL) dating of late Pleistocene deposits from the middle course of the Luján river. Argentina. *Actas I del 4° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, 12° Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário y 2° Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur* (pp. 228). La Plata.

Blasi, A., Prieto, A., Fucks, E. y Figini, A. (2009a). Análisis de las nomenclaturas y de los esquemas estratigráficos del Pleistoceno Tardío–Holoceno en la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, *46*(2), 373–390.

Carver, R. E. (1971). *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley-Interscience, New York.

Castiñeira, C., Zárate, M., Blasi, A., Fernicola, J. C., del Puerto, L., Inda, H., Bracco, R. y García-Rodríguez, F. (2011). Aportes para una actualización de la correlación entre la Fm. Sopas del norte de Uruguay-Fm. Luján de Provincia de Buenos Aires: Implicancias arqueológicas. En G. Cocco y M. R. Feulliet (Eds.), *Arqueología de cazadores recolectores en la Cuenca del Plata* (pp. 209–222). Centro de estudios hispanoamericanos.

Castro, M. V. (2018). *Estudios de Ostrácodos holocénicos de la cuenca Salto-Arrecifes, Provincia de Buenos Aires*. [Tesina final para optar al grado de Licenciada en Ciencias Biológicas, Universidad Nacional del Comahue, Centro Regional Universitario Bariloche].

Colobig, M., Zuclo, A., Mazzanti, D., Martínez, G. y Passegi, E. (2016). Registros biosilíceos en sitios arqueológicos de las sierras de Tandilia Oriental, Argentina (Plesitoceno Tardío–Holoceno Tardío): Consideraciones paleoambientales. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, *18*(1), 39–52.

Dangavs, N. y Blasi, A. (1995a). El Lujanense y Platense (*sensu* Ameghino) en el Río Luján, Luján, Provincia de Buenos Aires. *Actas I de las 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* (pp. 109–117). Junín.

Dangavs, N. y Blasi, A. (1995b). El Pampeano rojo (Ameghino, 1884) del Paso de la Virgen, río Luján, Provincia de Buenos Aires. *Actas I de las 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* (pp. 127–134). Junín.

Daus, F. (1946). Morfografía General de las Llanuras Argentinas. Geografía de la República Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, *3*, 115–198.

De Francesco, C. y Blasi, A. (2012). Redescripción y significado paleoambiental de *Heleobia ameghini* (Doering, 1882) (Gastropoda, Rissooidea) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, *49*(1), 17–25.

del Puerto, L. (2011). *Silicofitolitos como Indicadores Paleoambientales: Bases comparativas y reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno tardío en el SE del Uruguay*. Editorial Academia Española.

del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Bracco, R., Castiñeira, C., Blasi, A., Inda, H., Mazzeo, N. y Rodríguez, A. (2011). Evolución climática holocénica para el sudeste de Uruguay. Análisis multi–proxy en testigos de lagunas costeras. En F. García-Rodríguez (Ed.), *El Holoceno en la zona costera de Uruguay* (pp. 117–154). Unidad de Comunicación de la Universidad de la República.

del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Inda, H., Bracco, R., Castiñeira, C., Adams, J. B. (2006). Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology*, *36*, 151–163.

Di Lello, C., Blasi, A., Mercader, R. y Desimoni, J. (2009). El color de los sedimentos fluvio-lacustres del Pleistoceno tardío en la cuenca media del río Luján, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 1° Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie* (pp. 1–17). Córdoba.

Doering, A. (1884). Estudio hidrognóstico y perforaciones artesianas en la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, *6*, 259–340.

Dubois, C. M. F y Zárate, M. A. (2012). Breve historia geológica y climática. En Hernán Otero (comp.) *Historia de la Provincia de Buenos Aires. Población Ambiente y Territorio* (pp. 51–78). Unipe, La Plata.

Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F. (1973b). Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). *Actas del 5° Congreso Geológico Argentino* (pp. 227–240). Carlos Paz.

Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. (1973a). Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. de Bs.As.). *Actas del 5° Congreso Geológico Argentino* (pp. 27–39). Carlos Paz.

Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, *62*(4), 344–359.

Frenguelli, J. (1921). Los Terrenos de la Costa Atlántica en los alrededores de Miramar (Prov. de Buenos Aires) y sus correlaciones. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, *24*(3–4), 325–485.

Frenguelli, J. (1925). Loess y Limos Pampeanos. *Anales Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (Gaea)*, *1*, 1–88.

Frenguelli, J. (1936). La Serie Geológica de la República Argentina en su relación con la Antigüedad del Hombre. En Universidad de Buenos Aires (Ed.) *Historia de la Nación Argentina*, *1*, 7–10.

Frenguelli, J. (1937). Estratigrafía y tectónica de la Región del "Litoral". *Universidad Nacional de La Plata, Intercambio Universitario*, *7*, 1–24.

Fucks, E. (2005). *Estratigrafía y geomorfología en el ámbito del curso inferior del Río Luján, provincia de Buenos Aires, La Plata*. [Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.].

Fucks, E., Blasi, A., Carbonari, J., Huarte, R., Pisano, F. y Aguirre, M. (2011). Evolución Geológica–Geomorfológica de la cuenca del río Areco, NE de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *68*(1), 108–119.

Fucks, E. y De Francesco, F. (2003). Ingresiones marinas al norte de la ciudad de Buenos Aires; su ordenamiento estratigráfico. *Actas del 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología* (pp. 101–110). Tucumán.

Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Aguirre, M. (2007). Aspectos geomorfológicos, estratigráficos, paleoecológicos y geocronológicos de la cuenca del río Areco (NE de la provincia de Buenos Aires). *Actas de las 6° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* (p. 72). Mar del Plata.

Fucks, E., Pisano, M. F., Huarte, R., Di Lello, C., Mari, F., Carbonari, J. (2015). Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, *60*, 129–139.

Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., Heaton, T. J., Palmer, J., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Turney, Ch. S., Zimmerman, S. R. (2013). SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, *55*(4), 1889–1903.

Martini, M. (2016). Sinopsis de los eventos glaciarios del Cuaternario en la Cordillera Oriental de Argentina. *Revista De La Facultad De Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, *3*(2), 125–131.

Muhs, D. R. y Zárate, M. (2001). Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance. En V. Markgraf (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages* (pp. 183–216). Academic Press.

Laprida, C. (2006). Ostrácodos recientes de la llanura pampeana, Buenos Aires, Argentina: ecología e implicancias paleolimnológicas. *Ameghiniana*, *43*(1), 181–204.

Pasotti, P. (1971). Influencia de un Paleomodelo de red hidrográfica en la llanura de Santa Fé. *Actas del 5° Congreso Nacional del Agua* (pp. 1–73). Santa Fé.

Pasotti, P. (1972). Sobre la existencia de un Paleomodelo de red hidrográfica en la Provincia de Santa Fé. *Boletín de la Filial Rosario de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA)*, *6*, 4–27.

Pasotti, P. (1973). Sobre la presencia del último paleomodelo de red hidrográfica de edad pleistocénica en la llanura de la Provincia de Santa Fe. *Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional de Rosario*, *57*, 1–27.

Pasotti, P. (2000). La geomorfología de la llanura pampeana en territorio santafesino. *Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología Universidad Nacional de Rosario*, *70*, 15–17.

Pasotti, P. y Castellanos, A. (1967). Rasgos geomorfológicos generales de la llanura pampeana. *Boletín de la filial Rosario de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* (*GAEA)*, *3*, 1–26.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R. (1973). *Sand and sandstone.* Springer-Verlag, New York.

Prieto, A. R., Blasi, A. M., De Francesco, C. G. y Fernández, C. (2004). Environmental history since 11,000 14C years B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. *Quaternary Research*, *62*(2), 146–161.

Prieto, A. R., Mourelle Civano, D., Peltier, W. R., Drummond, R., Vilanova, I., Ricci, L. (2017). Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. Quaternary International, 442 (Part A), 35–49.

Ramón-Mercau, J., Plastani, M. S., Laprida, C. (2014). A review of the genus *Limnocythere* (Podocopida, Limnocytheridae) in the Pampean region (Argentina), with the description of a new species, *Limnocythere cusminskyae* sp. nov. *Zootaxa*, *3821*(1), 26–36.

Rovereto, G. (1914). Studi di Geomorfología Argentina. IV. La Pampa. *Bolletino della Societá Geologica Italiana*, *33*, 75–129.

Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. (2005). Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. En R. E. de Barrios, R. O. Etcheverry, M. F. Caballé y E. Llambías (Eds.), *Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino* (pp. 159–182). Buenos Aires.

Toledo, M. J. (2011). El legado Lujanense de Ameghino: revisión estratigráfica de los depósitos Pleistocenos Holocenos del valle del río Luján en su sección tipo. Registro Paleoclimático en la pampa de los estadios OIS 4 al OIS 1. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *68*(1), 121–167.

Tonni, E. (2017). Cambios climáticos en la región pampeana oriental durante los últimos 1000 años. Una síntesis con énfasis en la información zoogeográfica. *Revista del Museo de La Plata*, *2*(1), 1–11.

Twiss, P. C. (1992). Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytolith. En G. Rapp y S. C. Mulholland (Eds.), *Phytolith systematics. Emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science* (pp. 113–128). Plenum Press, New York.



**doi:** 10.5710/PEAPA.26.07.2020.312

**Recibido:** 9 de enero 2020
**Aceptado:** 26 de julio 2020
**Publicado:** 7 de octubre 2020



